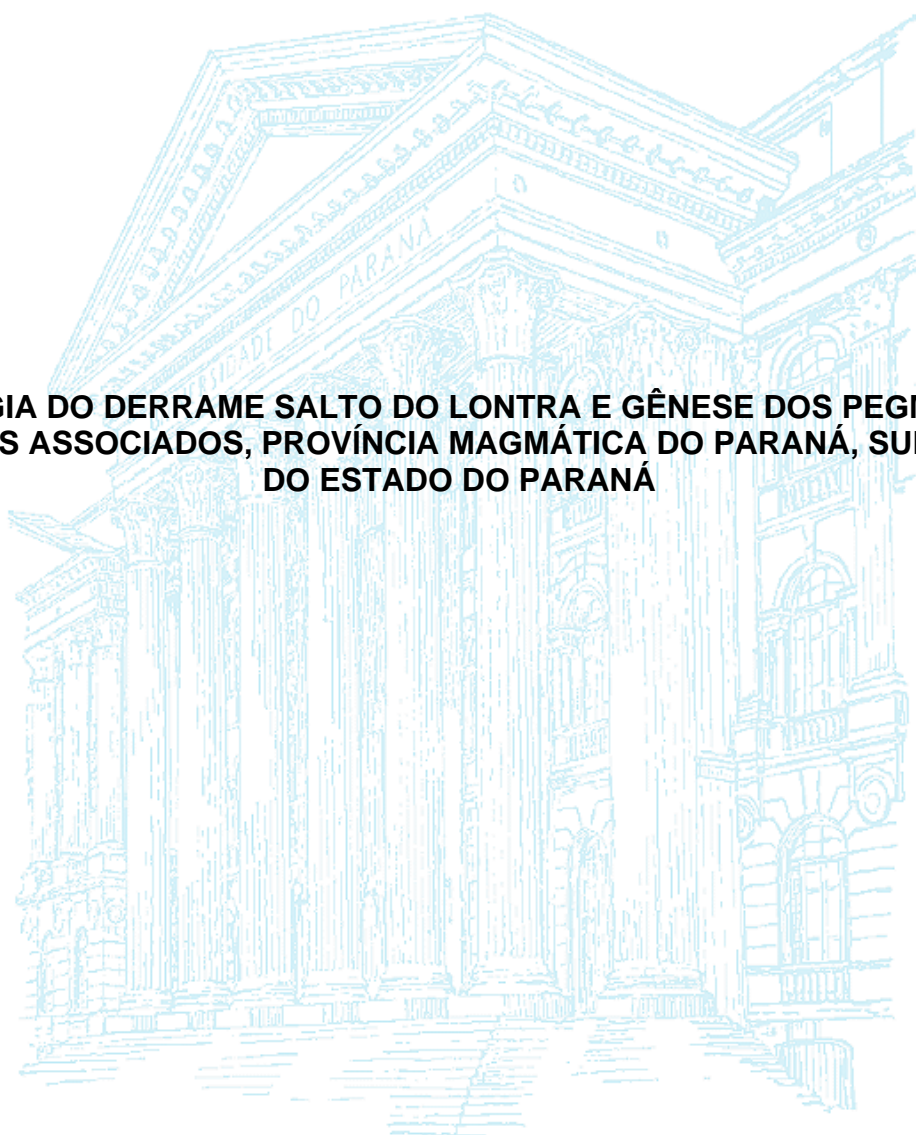


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

CARLOS HENRIQUE NALIN FERREIRA

**GEOLOGIA DO DERRAME SALTO DO LONTRA E GÊNESE DOS PEGMATITOS
BÁSICOS ASSOCIADOS, PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ, SUDOESTE
DO ESTADO DO PARANÁ**



CURITIBA

2011

CARLOS HENRIQUE NALIN FERREIRA

**GEOLOGIA DO DERRAME SALTO DO LONTRA E GÊNESE DOS PEGMATITOS
BÁSICOS ASSOCIADOS, PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ, SUDOESTE
DO ESTADO DO PARANÁ**

Dissertação apresentada ao curso de Pós-Graduação em Geologia, Área de concentração Geologia Exploratória, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como parte das exigências para a obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientadora:

Prof^a Dra. Maria José Maluf de Mesquita

Co-orientadores:

Prof^a Dra. Márcia Elisa Boscato Gomes

Geól. Dr. Edir Edemir Arioli

CURITIBA

2011

Ferreira, Carlos Henrique Nalin

Geologia do derrame Salto do Lontra e gênese dos pegmatitos básicos associados, província magmática do Paraná, sudoeste do estado do Paraná / Carlos Henrique Nalin Ferreira. – Curitiba, 2011. 102 f. : il., tabs, grafs.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciência da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia.

Orientadora: Maria José Maluf de Mesquita

Co-orientadores: Márcia Elisa Boscato Gomes

Edir Edemir Arioli

1. Basalto. 2. Pegmatitos. 3. Rochas ígneas. I. Mesquita, Maria José Maluf de. II. Gomes, Márcia Elisa Boscato. III. Arioli, Edir Edemir. IV. Título.

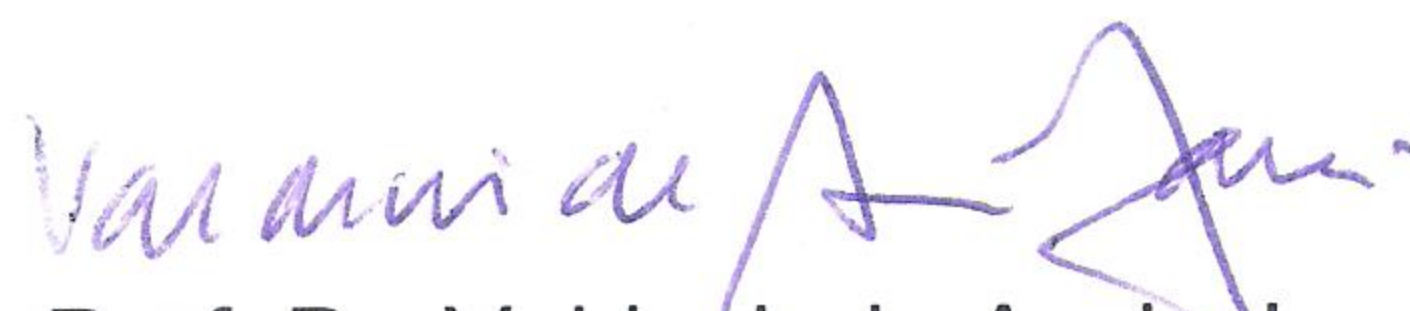
CDD 552.26

TERMO DE APROVAÇÃO

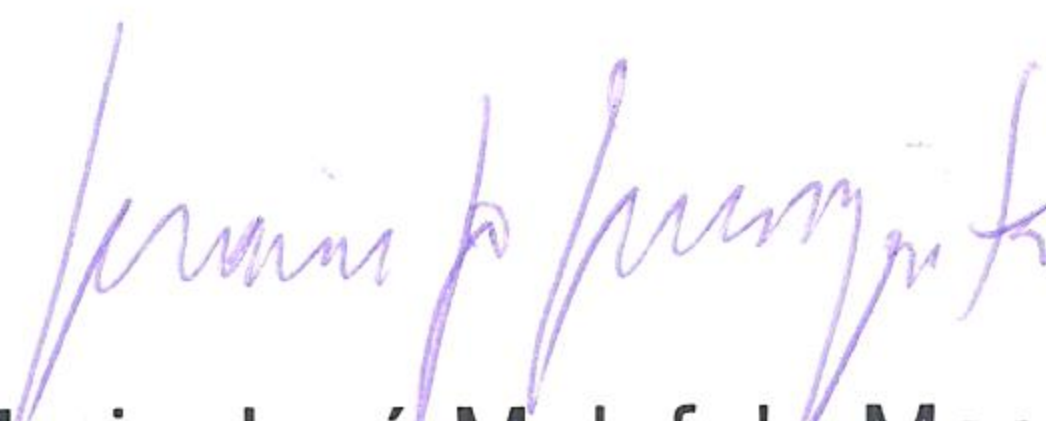
CARLOS HENRIQUE NALIN FERREIRA

"Geologia do derrame Salto do Lontra e gênese dos pegmatitos básicos associados, Província Magmática do Paraná, sudoeste do estado do Paraná".

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Curso de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná, pela Comissão formada por:



Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi - IGC-USP



Prof^a. Dr^a. Maria José Maluf de Mesquita – UNICAMP
Orientadora



Prof^a. Dr^a. Eleonora Maria Gouvea Vasconcellos - UFPR
Presidente

Curitiba, 5 de maio de 2011.

***À Fernanda e
aos meus pais***

AGRADECIMENTOS

Em primeiro agradeço à instituição que me acolheu desde o curso de graduação em geologia, UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ. Ao Departamento de Geologia e ao Curso de Pós-graduação em Geologia.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa recebida ao longo destes 24 meses de trabalho.

A minha orientadora de mestrado Prof^a. Dra. Maria José Maluf de Mesquita e co-orientadores Prof^a. Dra. Márcia Elisa Boscato Gomes e Dr. Edir Edemir Arioli, pelas idéias iniciais desta pesquisa, trabalhos em campo e discussões que foram, sem dúvida, imprescindíveis aos resultados deste trabalho.

Ao amigo e geólogo Luis Clésio pelos trabalhos à campo, principalmente a ajuda com o trabalho de *rapel* e coleta de amostras. Amostras com certeza importantíssimas à boa condução desta pesquisa.

A amiga e acadêmica do curso de geologia Patrícia Hillebrandt, pelos trabalhos em campo. Um agradecimento especial com as medidas de susceptibilidade magnética e discussões em campo. Também foram ótimas nossas conversas, regadas à um pouco de cerveja nos finais dos dias de trabalho.

Aos pesquisadores Dr. Otávio Boni Licht e Prof^a. Dra. Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos, pelas enriquecedoras discussões sobre geoquímica.

A amiga e Prof^a. Dra. Cristina Valle Pinto-Coelho pelas discussões sobre todos os temas relacionados ao meu trabalho, inclusive alguns desabafos.

Ao Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury, pelas dicas sobre geoquímica e outras idéias importantes.

Ao Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros, pelas discussões sobre evolução magmática, gênese e comportamento dos elementos.

Ao Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira, pela ajuda na interpretação dos dados geofísicos e incentivo constante na publicação de trabalhos científicos.

Ao Prof. Dr. Eduardo Salamuni, pelas constantes preocupações em agilizar o processo ao qual minhas amostras estavam vinculadas, possibilitando os resultados das análises químicas para esta pesquisa.

A minha amiga e sempre companheira no estudo de rochas básicas, Juliana Costa, pelos conselhos e dicas em todos os espectros que tangem o estudo deste tipo de rocha.

A MINEROPAR, Minerais do Paraná S/A, que financiou as análises químicas de rocha total por Plasma ICP-MS, incluindo as amostras utilizadas nesta pesquisa dentro de um projeto maior.

Ao Laboratório de Análises de Bacia e Petrofísica (LABAP), pela importante ajuda na primeira etapa de campo. Empréstimo do veículo e microamostrador.

Ao Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada (LPGA) pelo empréstimo do susceptímetro *kappameter* KT-5.

Ao Laboratório de Análises de Minerais e Rochas do Departamento de Geologia (LAMIR), pelas análises de DRX.

A minha família que tem me apoiado em todas as etapas da minha vida, um agradecimento especial.

A Fernanda Gonçalves, companheira de toda a minha vida, que participou desde o processo de criação de idéias até a conclusão deste trabalho. Ouvindo várias histórias sobre formação e gênese de derrames, susceptibilidade magnética e geoquímica. Com certeza sua paciência foi muito grande.

A todos os amigos de universidade, “de cerveja” e de coração (uma possibilidade não exclui a outra), que contribuíram para a conclusão de uma das etapas mais importantes da minha formação acadêmica e de um sonho, obrigado.

"Quando morremos, nada pode ser levado conosco,
com a exceção das sementes lançadas por nosso
trabalho e do nosso conhecimento."

Dalai Lama

RESUMO

O derrame Salto do Lontra localiza-se no sudoeste do Estado do Paraná, a norte do município de Salto do Lontra. O derrame possui 50 m de espessura e apresenta distribuição, arranjo de suas estruturas internas e padrões de fraturas bem definidos. A variação destas estruturas possibilita a divisão do derrame em: nível vesicular de topo, nível maciço central e nível vesicular de base. Estas características sugerem que o derrame foi formado por processos de inflamento e se resfriou como um único corpo de lava, das bordas para o centro. Ocorrem corpos de pegmatito básico, com formas alongadas, alojados no terço superior do derrame. Estes corpos têm assembleia mineral semelhante aos basaltos encaixantes e são diferenciados principalmente pela granulação e presença de amígdalas. Os pegmatitos definem zonas de maior susceptibilidade magnética dentro do derrame, resultado da maior porcentagem modal de magnetita nestas rochas. Os basaltos e pegmatitos possuem assembleia mineral primária constituída principalmente por andesina, augita, magnetita, ilmenita e apatita, e secundária por clorita e hematita. As rochas do derrame têm caráter toleítico com tendência ao enriquecimento em FeO. Diagramas de variação, nos quais o MgO é o índice fracionante, mostram diminuição dos valores de Al_2O_3 e CaO para as rochas dos pegmatitos, indicando fracionamento de plagioclásio e piroxênio durante processo de cristalização fracionada, e o empobrecimento de Sr e Eu indicam fracionamento de plagioclásio durante este processo. A assinatura geoquímica das rochas dos grupos dos basaltos e dos pegmatitos é muito semelhante, onde a distribuição dos elementos terras raras para os dois grupos segue a mesma tendência, com maior enriquecimento dos pegmatitos nestes elementos. A gênese dos pegmatitos pode estar relacionada a processos de cristalização fracionada de um horizonte em estado de *mush* dentro da zona de fluxo de lava e ascensão de líquidos residuais enriquecidos em elementos incompatíveis alojados em rupturas da rede cristalina.

Palavras-chave: Salto do Lontra. Basalto. Pegmatito básico. Susceptibilidade magnética. Cristalização fracionada.

ABSTRACT

The Salto do Lontra flow is located at southeastern Paraná State. Northern Salto do Lontra City. The flow is 50 m thick and shows structures and fractures pattern. The flow can be divided into three portion according to structure and fracture pattern: Top vesicular level, center massive level and base vesicular level. These characteristics suggest that the flow was formed by inflation processes and cooled as an only body, boundaries to the center. Bodies of basic pegmatite occur as a sheets at upper third of the flow. Both basic pegmatite and host basalt are similar mineral assemblage, this could be differentiated by the grainsize and amygdules presence. The pegmatite bodies define places which high levels of magnetic susceptibility occur, result of the biggest percentage of magnetite in these rocks. The primary mineral assemblage of the basalt and pegmatite is compound by andesine, augite, magnetite, ilmenite and apatite; chlorite and hematite became as a secondary mineral assemblage. The flow rocks have tholeiitic character and tendency to FeO enrichment. Variation diagrams shows declining values of Al_2O_3 and CaO on rocks from the pegmatite, indicating fractionation of plagioclase and pyroxene during fractional crystallization process, the Eu and Sr depletion indicate fractionation of plagioclase during this process. The geochemical signature of the both groups basalts and pegmatite is very similar, the distribution of rare earth elements shows the same trends for two groups, with higher enrichment from pegmatite in these elements. The genesis of pegmatite may be related to a fractional crystallization process, extraction of inter-crystal melt from a mush horizon enriched in incompatible elements and hosted at the ruptures in the crystalline network.

Key-words: Salto do Lontra. Basalt. Basic pegmatite. Magnetic susceptibility. Fractional crystallization

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1.1 Localização da área de estudo e vias de acesso.....	13
FIGURA 2.1 Croqui do principal afloramento portador de pegmatitos e técnica de <i>rapel</i> para amostragem.....	17
FIGURA 3.1 Mapa geológico das Supersequências da Bacia do Paraná.....	21
FIGURA 3.2 Mapa geológico da Bacia do Paraná	26
FIGURA 4.1 Perfil esquemático do derrame Salto do Lontra	32
FIGURA 4.2 Fotografias do nível vesicular de topo do derrame Salto do Lontra	34
FIGURA 4.3 Fotografias do nível maciço central do derrame Salto do Lontra	36
FIGURA 4.4 Fotografias do nível vesicular de base do derrame Salto do Lontra	37
FIGURA 4.5 Fotografias de lentes de pegmatito básico	38
FIGURA 4.6 Corpo de pegmatito básico tipo A	39
FIGURA 4.7 Basalto encaixante e corpo de pegmatito básico tipo B.....	49
FIGURA 5.1 Susceptibilidade magnética do afloramento 3a	42
FIGURA 5.2 Susceptibilidade magnética do afloramento 3a_2.....	42
FIGURA 5.3 Susceptibilidade magnética do afloramento 3c.....	44
FIGURA 5.4 Susceptibilidade magnética do afloramento 4a	45
FIGURA 6.1 Difractogramas de raios-x.....	49
FIGURA 6.2 Microfenocristal ripiforme de andesina	49
FIGURA 6.3 Microfenocristal ripiforme de andesina.....	50
FIGURA 6.4 Grão poiquilítico de magnetita.	50
FIGURA 6.5 Grão anédrico de augita e cristais e andesina.	51
FIGURA 6.6 Grão anédrico de augita exibindo bordas corroídas.....	51
FIGURA 6.7 Cloritização pervasiva de grãos de augita.	52
FIGURA 6.8 Obsidiana cloritizada da matriz do basalto.....	52
FIGURA 6.9 Fotomicrografia com três populações de magnetita.....	53
FIGURA 6.10 Contato entre pegmatito e basalto encaixante	54
FIGURA 6.11 Microcavidades preenchidas por celadonita e esmectita	55
FIGURA 6.12 Textura intergranular entre augita e andesina	56
FIGURA 6.13 Microfenocristal de andesina	56
FIGURA 6.14 Intercrescimento entre augita e andesina	57
FIGURA 6.15 Plagioclásio incluído em grão de augita	58

FIGURA 6.16 Augita fraturada com bordas cloritizadas	59
FIGURA 6.17 Mineral opaco com hábito esquelético	59
FIGURA 6.18 Mineral opaco com hábito acicular.....	60
FIGURA 6.19 Grão de magnetita pertencente com martitização intensa	62
FIGURA 6.20 Grão de magnetita com microfraturas preenchidas por hematita.....	62
FIGURA 6.21 Grão de magnetita com intercrescimento lamelar de ilmenita	63
FIGURA 6.22 Grão de ilmenita com intercrescimento de magnetita hematitizada	63
FIGURA 6.23 Grãos de sulfeto.....	64
FIGURA 6.24 Sulfeto incluído em grão de ilmenita	64
FIGURA 6.25 Grão de ilmenita prismático	66
FIGURA 6.26 Grão de magnetita com intercrescimento de ilmenita e microfraturas preenchidas por hematita	66
FIGURA 6.27 Magnetita hematitizada intercrescida com mineral transparente	67
FIGURA 6.28 Magnetita hematitizada com hábito esquelético	67
FIGURA 6.29 Grãos de sulfeto, e magnetita com borda de ilmenita e hematita.....	68
FIGURA 7.1 Diagramas AFM e de Jensen.....	70
FIGURA 7.2 Diagrama TAS	71
FIGURA 7.3 Diagrama de classificação R1-R2.....	71
FIGURA 7.4 Diagrama $mg^* \times FeO$	72
FIGURA 7.5 Diagramas de variação para óxidos.....	74
FIGURA 7.6 Diagrama $Zr/Y \times Sr$	75
FIGURA 7.7 Diagramas de variação para Ni, Cr, Rb e Sr.....	76
FIGURA 7.8 Diagramas de variação para Ba e Pb	77
FIGURA 7.9 Diagramas de variação para Nb, Y, Hf e Zr	77
FIGURA 7.10 Diagrama de distribuição de ETR para todas as rochas.....	78
FIGURA 7.11 Diagrama de distribuição de ETR dos basaltos e pegmatitos.....	79
FIGURA 7.12 Diagrama multielementar para todas as rochas.....	80
FIGURA 7.13 Diagrama multielementar para os basaltos e pegmatitos	80
FIGURA 8.1 Estágios evolutivos do derrame Salto do Lontra.....	84

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	12
1.1 OBJETIVOS	12
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E VIAS DE ACESSO	13
2 MATERIAL E MÉTODOS DE TRABALHO	15
2.1 AQUISIÇÃO E COMPILAÇÃO DE DADOS	15
2.2 LEVANTAMENTO GEOLÓGICO	16
2.3 SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA	17
2.4 PETROGRAFIA E METALOGRAFIA	18
2.5 GEOQUÍMICA	19
3 CONTEXTO GEOLÓGICO E TRABALHOS ANTERIORES	20
3.1. BACIA DO PARANÁ	20
3.1.1 Evolução Tectônica da Bacia do Paraná	20
3.1.2 Estratigrafia da Bacia do Paraná	22
3.2 PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ	23
3.2.1 Geoquímica e Geocronologia	24
3.2.2 Formação e Morfologia dos Derrames Basálticos	27
3.2.3 Derrames Basálticos da Bacia do Paraná	28
3.3 PEGMATITOS BÁSICOS	29
4 ESTRUTURAÇÃO DO DERRAME SALTO DO LONTRA	31
4.1 ARQUITETURA DO DERRAME SALTO DO LONTRA	31
4.1.1 Nível vesicular de topo	33
4.1.2 Nível maciço central	35
4.1.3 Nível vesicular de base	37
4.2 PEGMATITO BÁSICO	38
5 SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA	40
5.1 TRATAMENTO DOS DADOS DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA	40
5.2 PERFIS E MAPAS DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA	41
5.2.1 Susceptibilidade magnética na zona portadora de pegmatitos	41

5.2.2 Susceptibilidade magnética fora da zona portadora de pegmatitos	45
5.3 PEGMATITOS BÁSICOS E A SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA	46
6 PETROGRAFIA E METALOGRAFIA DAS ROCHAS DO DERRAME SALTO DO LONTRA	47
6.1 PETROGRAFIA DOS BASALTOS DO DERRAME SALTO DO LONTRA	47
6.2 PETROGRAFIA DOS PEGMATITOS DO DERRAME SALTO DO LONTRA	54
6.3 METALOGRAFIA DOS BASALTOS DO DERRAME SALTO DO LONTRA	60
6.4 METALOGRAFIA DOS PEGMATITOS DO DERRAME SALTO DO LONTRA ...	65
7 CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA DAS ROCHAS DO DERRAME SALTO DO LONTRA	69
7.1 ÓXIDOS	69
7.1.1 Classificação das rochas	69
7.1.2 Diagramas de variação	72
7.2 ELEMENTOS TRAÇO E TERRAS RARAS	75
7.2.1 Diagramas de variação	75
7.2.2 Diagramas de distribuição de ETR e multielementares	78
8 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	81
8.1 AQUITETURA E MECANISMOS DE ALOJAMENTO DO DERRAME SALTO DO LONTRA E DOS PEGMATITOS BÁSICOS	81
8.2 A SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA	84
8.3 PETROGRAFIA E METALOGRAFIA DAS ROCHAS DO DERRAME SALTO DO LONTRA	85
8.4 GEOQUÍMICA DAS ROCHAS DO DERRAME SALTO DO LONTRA	86
9 CONCLUSÕES	88
10 REFERÊNCIAS	90
ANEXO I - Tabela com os resultados das análises químicas	97
APÊNDICE I - Tabelas com as medidas de susceptibilidade magnética	101

1 INTRODUÇÃO

Este trabalho tem por objetivo geral o estudo dos processos de formação dos basaltos do derrame Salto do Lontra e dos pegmatitos básicos a este derrame associados.

As rochas da Província Magmática do Paraná (PMP) vêm sendo, cada vez mais, objeto de estudo ao que tange a estruturação dos derrames, morfologia, mecanismos de resfriamento, processos magmáticos e pós-magmáticos. A geoquímica, não menos importante, vem nestes trabalhos, não apenas para classificar estas rochas, mas auxiliar na compreensão de todos os processos a qual um derrame é submetido.

Neste sentido, os esforços concentram-se em estudar alguns dos possíveis processos físicos e magmáticos aos quais o derrame Salto do Lontra foi submetido, desde o extravasamento das primeiras lavas até a solidificação do derrame. Incluindo nesta história evolutiva a possível origem dos pegmatitos básicos à este derrame associados.

1.1 OBJETIVOS

Os objetivos desta pesquisa, mais especificamente são estudar, em detalhe, o derrame que possui corpos pegmatíticos e a relação estrutural e genética destes corpos com as rochas encaixantes.

Para tanto os esforços, nesta pesquisa, concentraram-se principalmente em:

- ✓ Reconhecer e classificar as estruturas internas do derrame Salto do Lontra e definir sua arquitetura, a fim de compreender sua evolução e alojamento;
- ✓ Definir, através do método de susceptibilidade magnética, regiões ao longo do derrame onde possam haver concentrações anômalas de magnetita, e se há relação entre concentrações de magnetita e ocorrência de corpos pegmatíticos;
- ✓ Caracterizar a petrografia e metalografia dos corpos pegmatíticos e basaltos encaixantes, a fim de reconhecer a assembléia mineral destes corpos, principalmente os silicatos, óxidos e sulfetos;

O acesso à área de estudo pode ser feito a partir da Cidade de Curitiba, Capital do Paraná, pela BR – 277 sentido Foz do Iguaçu por cerca de 350 Km até a Cidade de Laranjeiras do Sul. Então deve-se seguir pela PR – 484 por aproximadamente 60 Km em direção à Cidade de Quedas do Iguaçu, onde deve-se seguir pela PR – 473 por cerca de 50 Km até a cidade de Dois Vizinhos. A cidade de Salto do Lontra dista 32 Km, pela PR – 180, da Cidade de Dois Vizinhos. A distância total de Curitiba até a área de estudo é de aproximadamente 500 Km.

2 MATERIAIS E MÉTODOS DE TRABALHO

Os materiais e os métodos de trabalho foram definidos de acordo com os objetivos propostos nesta pesquisa.

Para que os trabalhos de campo obtivessem o melhor aproveitamento possível, em razão do curto período de tempo disponível, foi necessário organizar e testar equipamentos previamente, como exemplo: microamostrador de rochas, susceptíbilímetro, cordas e equipamentos de *rapel*.

Para realizar a petrografia e metalografia das rochas do derrame Salto do Lontra, identificar e caracterizar suas estruturas internas e compreender sua relação com os pegmatitos básicos foi necessário realizar uma organização prévia de informações obtidas na literatura sobre o tema.

2.1 AQUISIÇÃO E COMPILAÇÃO DE DADOS

A etapa inicial desta pesquisa teve como principal finalidade a aquisição de dados sobre os seguintes temas: lavas basálticas, susceptibilidade magnética e corpos pegmatíticos básicos.

Dentro do tema sobre lavas basálticas procurou-se abranger assuntos relativos a aspectos geoquímicos, morfologia, estruturação interna e *emplacement* de derrames basálticos.

Procurou-se também, pesquisar sobre corpos pegmatíticos básicos encaixados em derrames de basalto e processos magmáticos, pós-magmáticos e mineralizações associadas.

O reconhecimento prévio da região de Salto do Lontra foi feito por meio de folhas topográficas, a fim de identificar acessos mais importantes, auxiliar nas atividades de campo e interpretar os horizontes dos derrames sobre as curvas de nível das cartas.

2.2 LEVANTAMENTO GEOLÓGICO

O levantamento geológico da região de Salto do Lontra foi realizado em uma área de aproximadamente 16 km², cerca de oito quilômetros a Norte da cidade de Salto do Lontra. Os trabalhos de campo ocorreram em uma etapa de quatro dias, em junho de 2008.

Na primeira fase do trabalho realizou-se um reconhecimento regional da área de estudo, onde pôde-se definir alguns afloramentos considerados mais importantes, identificar o topo e a base do derrame estudado e identificar os corpos pegmatíticos.

A espessura do principal derrame estudado foi mensurada com o auxílio de altímetro, GPS, posteriormente corrigido pelo método de visadas. Em frentes de lavra da pedreira Bonetti, onde foram reconhecidos os pegmatitos básicos, as medições de espessura foram realizadas com trena.

Os afloramentos mais importantes foram descritos de acordo com a assembleia mineral, estruturas internas e padrão de fraturas.

Nos dois últimos dias de campo os trabalhos se concentraram na pedreira onde ocorrem vários corpos de pegmatito básico. Nesta pedreira foi realizada uma amostragem sistemática ao longo de perfil longitudinal e realizadas medições de susceptibilidade magnética (item 2.3).

A amostragem em perfil longitudinal ao derrame foi realizado com o auxílio de martelos, marreta e um microamostrador. Para que fosse possível uma amostragem sistemática nas frentes de lavra, foi utilizada a técnica de *rapel* para coletar todas as amostras desejadas (Figura 2.1a). O *rapel* evidenciou-se importante também para uma observação de todo o perfil de forma mais detalhada (Figura 2.1b).

Durante a campanha de campo foram coletadas 23 amostras, sendo 11 de corpos pegmatíticos e 12 de basaltos encaixantes, no topo e na base do derrame.

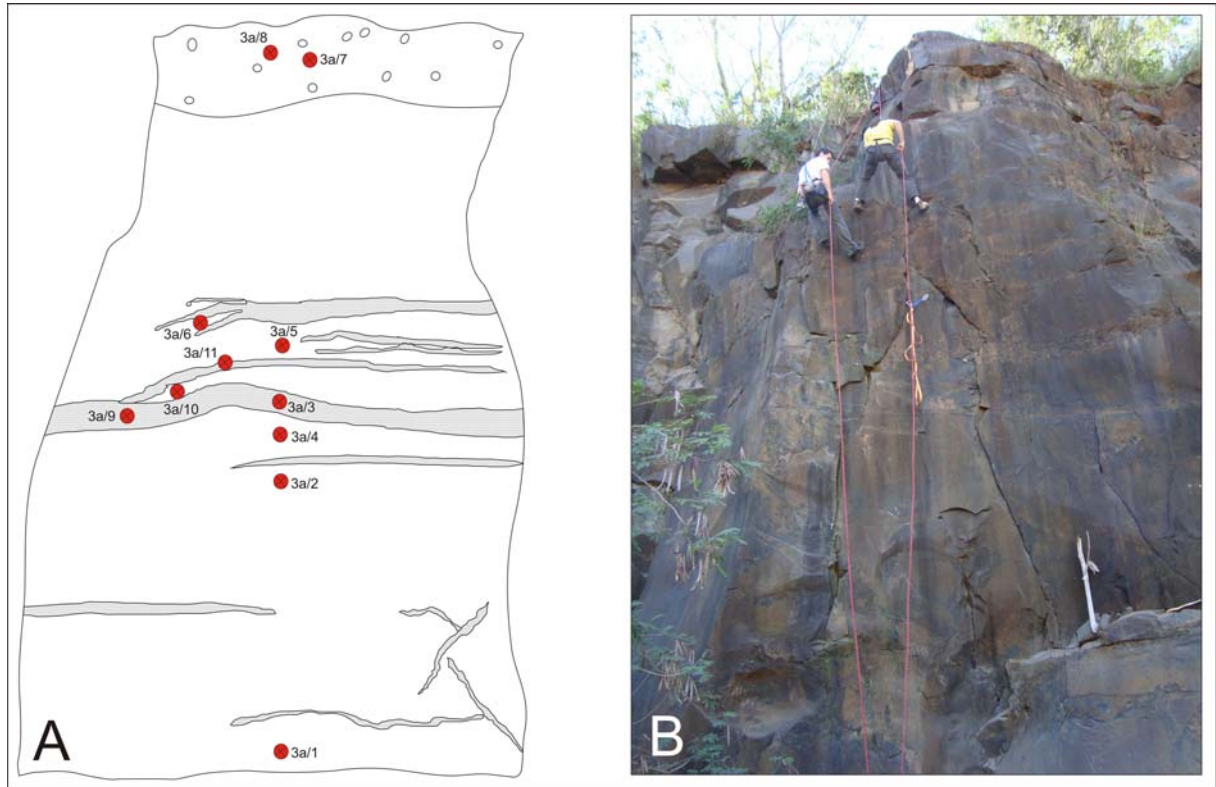


Figura 2.1 – (a) Croqui esquemático do principal afloramento que possui pegmatitos, com localização das amostras de pegmatito e basalto encaixante coletadas. (b) Descida de *rapel* em frente de lavra (afloramento referente à Figura 2.1a) medindo cerca de 14 metros de altura, com o objetivo de realizar descrições detalhadas do basalto encaixante, pegmatitos básicos e estruturas internas, e amostragem sistemática destas rochas.

2.3 SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

Na pedreira Bonetti, onde situa-se o foco principal dos estudos, os corpos de pegmatitos básicos, foram selecionadas áreas para realizar-se medições de susceptibilidade magnética (SM).

Foram escolhidas quatro áreas-chave (painéis) para a realização destas medidas, três no horizonte do derrame onde há corpos de pegmatitos e uma onde não há estes corpos.

De acordo com Sheriff (1999), a susceptibilidade magnética é uma medida do grau segundo o qual uma determinada substância pode ser magnetizada e representa a razão k ou k' entre a magnetização (momento magnético por unidade de volume, ou uma medida do efeito causado no campo magnético por uma força magnetizante H), M ou I , e a força magnetizante H (uma medida da influência de um

magneto no espaço circundante), ou seja, $k = M/H$ (no sistema SI) ou $k' = I/H$ (no sistema cgs). A susceptibilidade magnética é uma propriedade física intrínseca das rochas e solos, constituindo uma grandeza adimensional cujas magnitudes são distintas nos dois sistemas, ou seja, $k = 4\pi k'$.

As medidas de susceptibilidade magnética, num total de 642, foram realizadas através do indicador de susceptibilidade (*kappameter*) KT-5, fabricado pela Geofyzika (República Tcheca), comercializado pela Scintrex (Canadá) e pertencente ao Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada da Universidade Federal do Paraná (LPGA/UFPR). O instrumento tem uma acurácia de 1×10^{-5} unidade SI, os intervalos das medidas são de 9,99, 99.9 e 999×10^{-3} SI, opera com uma frequência de 10 kHz.

As medidas foram feitas em malha regular de aproximadamente 50cmx50cm ou 25cmx25cm. Em cada nó da malha foram realizadas três medições e obtida a média aritmética, valor utilizado como a medida do nó.

A partir dos valores de SM obtidos foram confeccionados mapas de isovalores com o objetivo de observar possíveis anomalias magnetométricas e correlações entre os corpos pegmatíticos e concentrações anômalas de magnetita. Estes mapas foram confeccionados utilizando-se os *softwares Surfer 8* e *Geosoft Oasis Montaj*.

Foi realizado um cruzamento de dados petrográficos, a ocorrência de pegmatitos e os mapas de isoconcentração de susceptibilidade magnética.

2.4 PETROGRAFIA E METALOGRAFIA

Foram descritas dezesseis lâminas petrográficas, sendo destas dez lâminas delgadas polidas e seis secções polidas. Estas amostras foram selecionadas de acordo com sua disposição longitudinal ao derrame e localização dos corpos pegmatíticos.

As lâminas e secções polidas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação Petrográfica (LAMIN), do Departamento de Geologia, da Universidade Federal do Paraná (UFPR). As lâminas petrográficas e secções polidas foram descritas em microscópio petrográfico, binocular, marca Olympus, modelo BX60, em

luz transmitida e refletida. As descrições foram feitas no Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (LAMIR), do Departamento de Geologia, UFPR.

As fotomicrografias foram obtidas a partir de uma câmera Sony acoplada ao microscópio Olympus BX60. As imagens foram tratadas por meio do *software Image Pro-Plus*.

2.5 GEOQUÍMICA

Foram utilizados três métodos de análise geoquímica: Difração de raios X, fluorescência de raios X e espectrometria de massa com fonte de plasma (ICP-MS).

A difração de raios x foi realizada do Laboratório de Minerais e Rochas (LAMIR) a fim de caracterizar o preenchimento de amígdalas do derrame Salto do Lontra.

O procedimento utilizado foi o seguinte: o pó gerado a partir da moagem das amostras de preenchimento das amígdalas, foi dividido em quatro alíquotas, para análise diferentes etapas. A primeira alíquota foi lida por Difração de raios X (DRX) em ângulo de 2 a 70°.

As três outras alíquotas tiveram a fração granulométrica <2µm separadas por centrifugação em meio aquoso. Uma amostra passou por secagem natural, uma foi submetida à mufla aquecida a 500° C por mais de duas horas e uma foi hidratada com etileno-glicol. Após estes procedimentos as amostras foram analisadas por DRX em ângulo de 2 a 30°.

Foram selecionadas 20 amostras de rocha do derrame Salto do Lontra para análises de óxidos, elementos traço e terras raras. As análises de rocha total por fluorescência de raios X e plasma ICP-MS, foram realizadas pelo laboratório comercial ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD. Vancouver, Canadá. Este laboratório não disponibilizou os métodos utilizados para a realização das análises, como técnicas de fusão ou erro analítico.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO E TRABALHOS ANTERIORES

3.1 BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná é uma depressão intracratônica, ou sinéclise, de forma aproximadamente elíptica, que cobre uma área de dimensões da ordem de 1,6 milhão de km², tem uma conformação alongada de direção NNE-SSW e o eixo menor tem direção geral NW, esta bacia se estende pelos países: Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai, sendo o Brasil detentor da maior parte da Bacia, cerca de 1,1 milhões de Km² (Zalán *et al.*, 1988 e 1990) (Figura 3.1). Ela foi preenchida por sedimentos marinhos, lacustres, glaciais e continentais litorâneos com idades que se estendem do Devoniano ao Jurássico, acumulando uma espessura máxima de aproximadamente 7.000 metros em suas porções centrais (Piccirillo *et al.*, 1988). A evolução sedimentar, magmática e tectônica desta bacia envolveu o acúmulo de gigantescos volumes de sedimentos saturados em água e derrames e intrusões essencialmente basálticas, com temperaturas de cristalização em torno de 1.000°C (Bellieni *et al.*, 1986). A combinação destes fatores, ao longo de uma história geológica que se estendeu por centenas de milhões de anos, criou as condições para a geração de fenômenos pós-magmáticos, de natureza hidrotermal, com possível influência na gênese de depósitos minerais de interesse econômico (Gomes *et al.*, 2001; Gomes *et al.*, 2002; Gomes *et al.*, 2004; Gomes *et al.*, 2006a e b).

3.1.1 Evolução Tectônica da Bacia do Paraná

A origem da Bacia do Paraná relaciona-se com processos de subsidência e acomodação de sedimentos em um conjunto de calhas aulacogênicas no embasamento, com orientação NW-SE (Fúlfaro *et al.*, 1982).

A subsidência inicial da Bacia está relacionada a reativações transtensivas de descontinuidades crustais (Milani, 2004).

Há três fases principais de subsidência da Bacia do Paraná: a primeira relacionada ao esfriamento da crosta, ao final do ciclo Brasiliano; a segunda desenvolvida devido à sobrecarga gerada pelas geleiras continentais (Permo-

Carbonífero); e a terceira fase associada ao peso das lavas basálticas (Eocretáceo) (Zalán *et al.*, 1990).

O Arco de Ponta Grossa, originado no Mesozóico, configura uma reentrância na borda oriental da Bacia (Figura 3.1) como uma resposta flexural da crosta à sobrecarga de sedimentos. Esta feição estrutural está relacionada com a fragmentação inicial entre África e América do Sul (Zalán *et al.*, 1990).

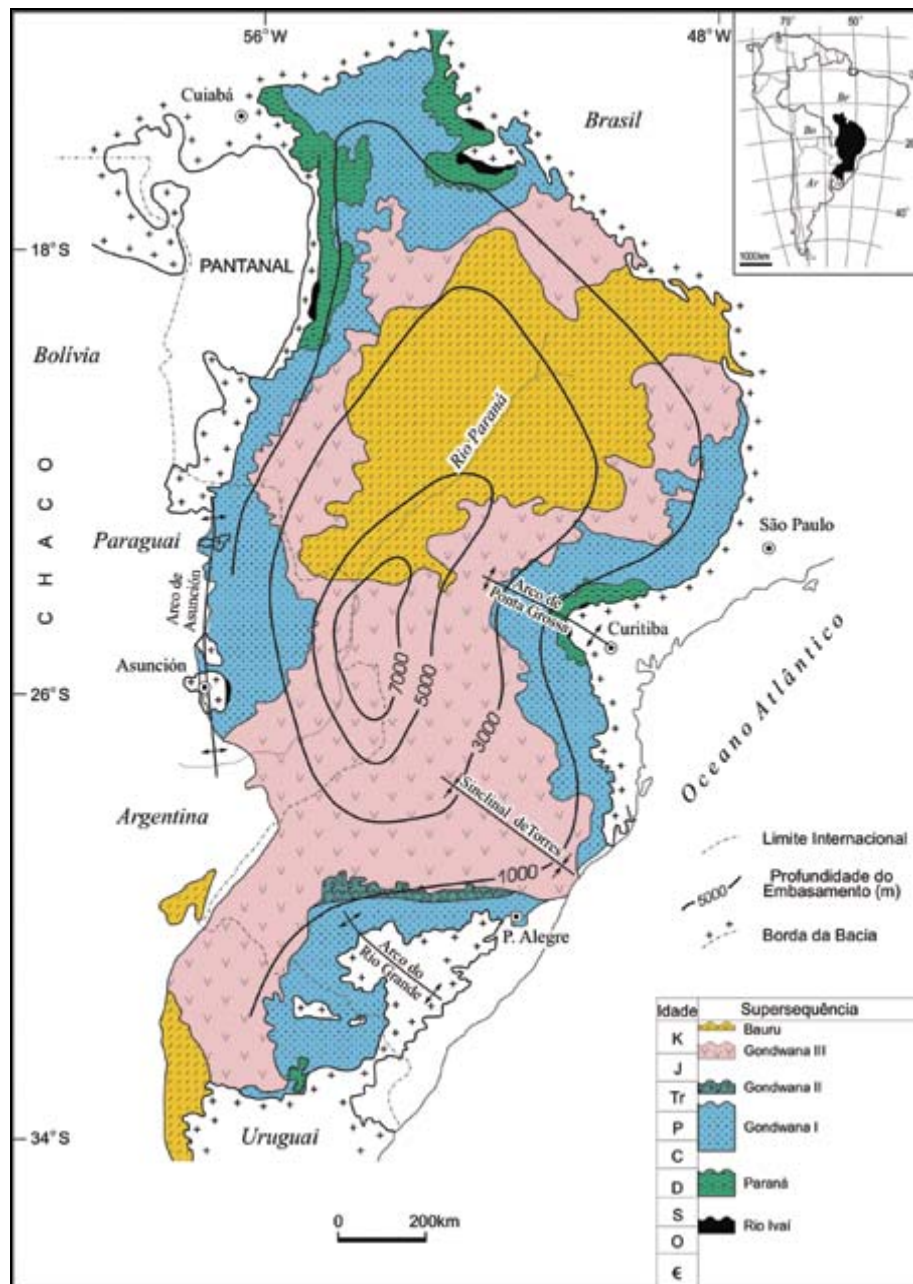


Figura 3.1 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com o contorno estrutural (profundidade) do embasamento cristalino. (Fonte: Milani, 2004).

3.1.2 Estratigrafia da Bacia do Paraná

A primeira coluna estratigráfica da Bacia Sedimentar do Paraná, construída com base em afloramentos ao longo da Serra do Rio do Rastro, definiu e caracterizou as seguintes Séries: São Bento, Passa Dois e Tubarão (White, 1908). Este trabalho pioneiro ficou conhecido como Coluna White.

A Bacia do Paraná, uma vasta área de sedimentação paleozóica-mesozóica, abriga um registro estratigráfico com idades entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo. Esta compreende seis Supersequências: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo) (Milani, 1997).

As três primeiras Supersequências correspondem a ciclos transgressivos paleozóicos, as três últimas são representadas por sequências de sedimentos continentais e rochas ígneas associadas.

A Supersequência Rio Ivaí relaciona-se à implantação da Bacia do Paraná e à geometria de sua área de ocorrência, com depocentros alongados de orientação geral SW-NE, sugere ter ela sido controlada por algum mecanismo de rifteamento. Esta Supersequência é representada por conglomerados da Formação Alto Garças, diamictitos da Formação Iapó, siltitos e folhelhos fossilíferos da Formação Vila Maria (Milani, 1997).

A Supersequência Paraná acumulou-se durante uma época de amplo afogamento marinho das áreas cratônicas do Gondwana. Seu registro geológico é representado pelos arenitos eodevonianos da Formação Furnas cobertos por folhelhos da Formação Ponta Grossa.

A Supersequência Gondwana I teve origem com o degelo da calota, onde a sedimentação foi retomada, após cerca de 55 Ma. sem registro, provavelmente devido ao aparecimento das geleiras. O Grupo Itararé possui cerca de 1500 metros de espessura e é composto por diamictitos com arenitos intercalados. Estas rochas são sobrepostas por rochas do Grupo Guatá, Formação Rio Bonito e Formação Palermo.

Acima desta sequência acomoda-se uma secção regressiva com cerca de 1400 metros de espessura, correspondendo ao Grupo Passa Dois. Foram

depositados, em golfos e baías, os folhelhos e folhelhos betuminosos da Formação Irati, o afogamento destas rochas resultou na deposição dos argilitos, folhelhos e siltitos da Formação Serra Alta. Acima desta última depositam-se siltitos e argilitos da Formação Teresina. A Formação Rio do Rasto marca o início do processo de continentalização dos sistemas deposicionais da Bacia do Paraná.

A Supersequência Gondwana II é representada por arenitos finos a médios da Formação Pirambóia e arenitos finos a médios, siltitos e lamitos da Formação Rosário do Sul.

A Supersequência Gondwana III é constituída por arenitos finos a médios bem selecionados da Formação Botucatu. Registra ainda os derrames formados durante os estágios iniciais da fragmentação Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul.

A Supersequência Bauru, composta por arenitos e conglomerados, representa o último estágio de subsidência e acomodação sedimentar, e assim encerra a história deposicional da Bacia do Paraná.

Segundo Fernandes e Coimbra (1996), as rochas da Supersequência Bauru (Milani, 1997) não pertencem à Bacia do Paraná. Segundo estes autores, os Grupos Caiuá e Bauru, foram depositados em uma nova bacia, gerada por subsidência após o evento magmático do Cretáceo Inferior.

3.2 PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná apresenta uma das maiores manifestações vulcânicas ocorridas em região continental, sendo resposta à quebra do Gondwana e abertura do Atlântico Sul. Como resultado do evento vulcânico, houve a formação de derrames, soleiras e diques encaixados nas rochas da Bacia do Paraná (Milani *et al.* 1994).

No Eocretáceo, as rochas foram cobertos por extensos derrames de lava, principalmente de caráter básico, com empilhamento de até 2000 metros de basaltos. O magmatismo da Bacia do Paraná é composto principalmente por uma sequência de basaltos toleíticos e andesitos na base, dacitos, traquidacitos e riolitos

no topo. Este conjunto de rochas é denominado de Província Magmática do Paraná (PMP) (Peate *et al.*, 1992).

O volume total de material extravasado durante este evento magmático, e ainda preservado, é de aproximadamente 800.000 km³. Na Bacia do Paraná, a superfície coberta pelos derrames compõe cerca de 1,2 milhões de km², desta forma recobre até 70% das rochas da Bacia (Piccirillo *et al.*, 1988).

3.2.1 Geoquímica e Geocronologia

No contexto geoquímico, as rochas ígneas da PMP foram estudadas sob vários aspectos. Estudos realizados por Piccirillo & Melfi (1988) levaram a separar as rochas em duas suítes toleíticas definidas em função do teor de óxido de titânio (TiO₂), são elas: Suíte de baixo TiO₂ e Suíte de alto TiO₂. A Suíte de baixo TiO₂ é representada pelas rochas onde este óxido ocorre em porcentagem menor que 2%, caracterizada também pelo empobrecimento em P, Sr, Ba, La, Zr, Ce e Y. Os litotipos que representam esta Suíte são: basaltos toleíticos, andesi-basaltos toleíticos, andesitos toleíticos, lati-basaltos e latitos. A Suíte de alto TiO₂, além de apresentar TiO₂ maior que 2%, caracteriza-se pelo enriquecimento em Rb, Th e U, e maior porcentagem de álcalis, estas rochas podem ser classificadas como andesi-basaltos toleíticos, lati-basaltos e latitos.

Estudos realizados por Bellieni *et al.* (1984), Mantovani *et al.* (1988) e Piccirillo & Melfi (1988), permitiram dividir a Bacia do Paraná em três regiões geoquímicas distintas: Região Sul, Região Central e Região Norte. A região Sul localizada abaixo do lineamento Rio Uruguai, composta por rochas com baixo TiO₂, a Região Central, localizada entre os lineamentos Rio Uruguai e Rio Piquiri, é caracterizada por rochas de alto e baixo TiO₂, e a Região Norte, localizada acima do lineamento Rio Piquiri, caracteriza-se por rochas com alto TiO₂ (Figura 3.2).

Peate (1997) estudando a Província Magmática do Paraná, determinou assinaturas geoquímicas para as rochas com base nas relações entre elementos maiores, traços e dados isotópicos. O autor dividiu, para as rochas básicas desta província magmática, seis magmas-tipo: Gramado, Esmeralda, Ribeira, Paranapanema, Pitanga e Urubici.

O magma-tipo Gramado (pertencente ao grupo baixo-TiO₂) é enriquecido em LILE (*Large Ion Lithophile Elements*) relativamente a Elementos Terras Raras (ETR) leves e HFSE (*High Field Strength Elements*). O magma-tipo Esmeralda, também de baixo-TiO₂, apresenta menor enriquecimento em elementos incompatíveis que o Gramado, porém possui maior razão Ti/Zr e baixa razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. A ocorrência destes magmas-tipo fica restrita aos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul.

Os magmas-tipo Ribeira e Paranapanema tem concentrações de TiO₂ entre 1,5 e 3,2%. Diferem entre si em anomalias negativas de Nb-Ta e concentrações de terras raras e LILE. Estes magmas-tipo compõem uma zona intermediária entre os tipos alto-Ti e baixo-Ti. O tipo Paranapanema ocorre somente na porção central da PMP, nas porções nordeste e noroeste podem ocorrer os dois tipos.

Os magmas-tipo Pitanga e Urubici apresentam maiores concentrações de óxido de titânio (2,9 – 3,3%), ETR e HFSE. O tipo Urubici apresenta maior concentração de elementos incompatíveis e Sr e maior fracionamento de ETR pesados. O tipo Pitanga ocorre a norte e oeste, enquanto o Urubici restringe-se à porção leste da PMP.

Os magmas tipo Ribeira, Paranapanema e Pitanga representam quase metade do volume total das lavas preservadas (Peate, 1989).

Com base nesta classificação e comparações com rochas correlatas em Etendeka, África, Peate (1989) propôs para todo este conjunto de rochas a denominação: Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE).

Do ponto de vista mineral e petrográfico, as rochas basálticas geralmente apresentam fenocristais e/ou microfenocristais (0,2 a 0,5 mm) de augita, plagioclásio, pigeonita, pequenas proporções de titanomagnetita e rara olivina (completamente alterada), em matriz composta essencialmente por estes mesmos minerais (Piccirillo & Melfi, 1988).

Turner *et al.* (1994) e Stewart *et al.* (1996), por meio de datações ⁴⁰Ar/³⁹Ar de amostras de superfície e furos de sondagem, situaram o magmatismo da PMP em um intervalo de tempo entre 10 e 12 milhões de anos, com idades que variam de 138,4 ± 1,3 e 126,8 ± 2,0 Ma.

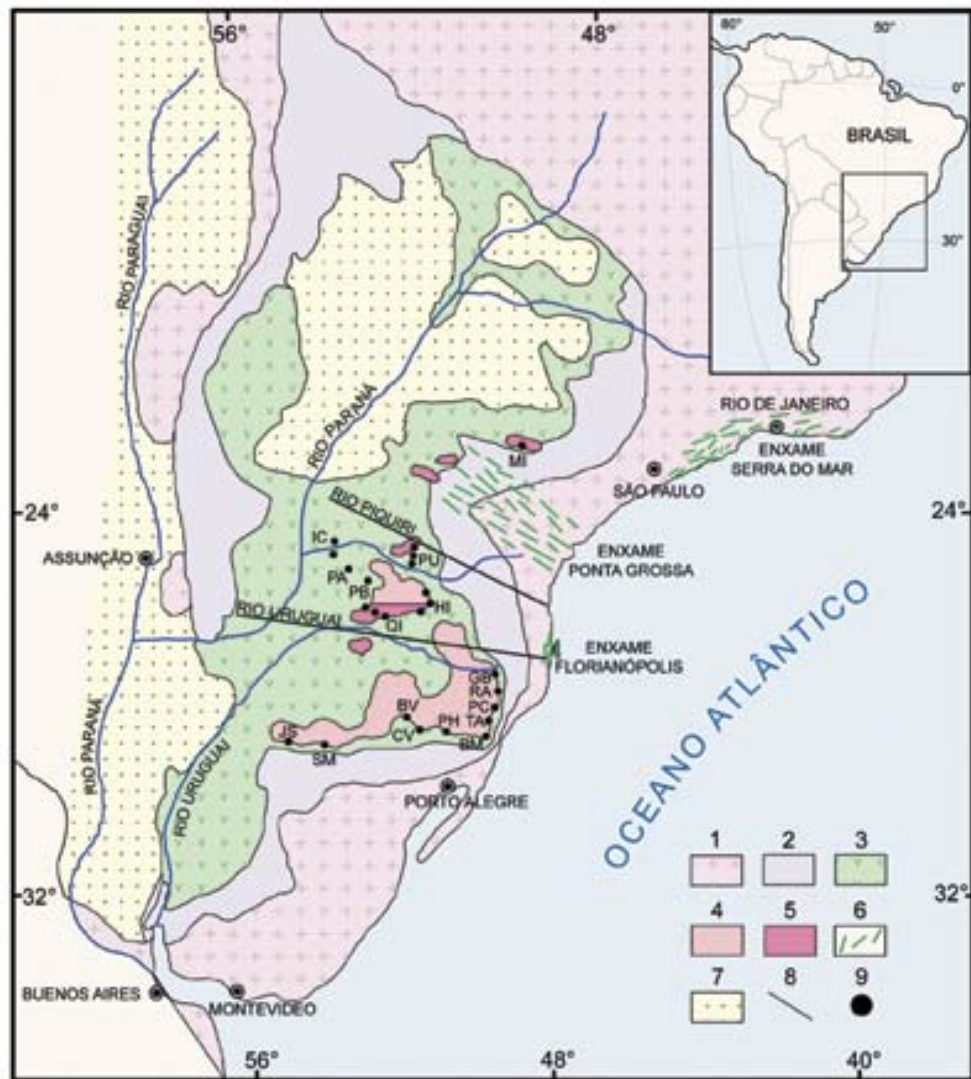


Figura 3.2 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná. (1) embasamento cristalino; (2) sedimentos pré-vulcânicos; (3) rochas vulcânicas básicas a intermediárias da Província Magmática do Paraná; (4) rochas ácidas do tipo Palmas da PMP; (5) rochas ácidas tipo Chapecó da PMP; (6) enxame de diques da PMP; (7) sedimentos pós vulcânicos; (8) alinhamentos tectônicos e/ou magnéticos; (9) localização das sequências de derrames investigadas nos estudos paleomagnéticos. (Fonte: Bellieni *et al.*, 1986; Nardy *et al.*, 2001).

Resultados obtidos por Renne *et al.* (1996), Renne *et al.* (1997), Ernesto *et al.* (1999) e Mincato *et al.* (2003) através de interpretações de datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, indicam que a atividade magmática extrusiva da PMP ocorreu em cerca de 3 milhões de anos, concentrando-se principalmente entre 133 e 132 Ma, situando estas rochas no Cretáceo Inferior.

Datações efetuadas em diques do Arco de Ponta Grossa, fornecem idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre 131 e 129 Ma, principalmente. Também foram registradas idades em torno de 120 Ma em diques próximos à margem continental (Turner *et al.*, 1994; Renne *et al.*, 1996).

Mais recentemente, novos resultados de datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e reinterpretações de resultados analíticos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pré existentes, sugerem que o extravasamento de lava formador da Província Magmática do Paraná ocorreu em um intervalo de tempo menor que dois milhões de anos (Thiede & Vasconcelos, 2008).

3.2.2 Formação e Morfologia dos Derrames Basálticos

A estruturação interna de um derrame reflete diretamente sua história evolutiva e seu resfriamento (Gomes, 1996). As lavas de um derrame, após seu extravasamento, submetem-se a uma brusca mudança nas condições físicas, principalmente na viscosidade o que refletir-se-á diretamente na formação das estruturas internas e arranjo destas ao longo de um derrame.

Com base em características estruturais e de superfície, os derrames basálticos podem ser divididos em três tipos: bloco, *a'a'* e *pahoehoe* (Macdonald, 1953).

Os derrames em bloco são formados por fragmentos angulosos, localizados na porção superior do derrame, estes associam-se aos magmas mais viscosos.

As lavas em *a'a'* possuem vesículas alongadas, base e topo escoriáceos, e estão associados a alta taxa de atividade eruptiva.

Os derrames tipo *pahoehoe* possuem estruturação interna dividida em crosta superior, núcleo e crosta inferior. As superfícies destes derrames podem ser lisas, em cordas ou onduladas (Macdonald, 1953). Se estas superfícies apresentarem baixa inclinação, os derrames podem ter sido submetidos a processos de inflamento (Hon *et al.*, 1994).

Self *et al.* (1996, 1998) sugerem um novo modelo para a formação de derrames basálticos espessos, a Hipótese *Swell* (Standard Way of Emplacing Large Lavas). Esta hipótese foi desenvolvida a partir de observações de vulcões ativos do

Hawaí, principalmente o Kilauea, e compilação dos trabalhos de autores como Hon *et al.* (1994) e Thordarson (1995), sobre a gênese de derrames tipo *pahoehoe*.

Os derrames são produtos do extravasamento contínuo de lava, que começam como derrames simples (Walker, 1969) e podem se justapor lateralmente formando os campo de derrames (Self *et al.*, 1998).

O processo de inflamento, ou crescimento endógeno, ocorre por injeção de novos fluxos de lava, de forma lenta e gradual, no núcleo fundido dos derrames. Desta forma ocorre o soerguimento da superfície de topo e da crosta de um derrame (Self *et al.*, 1996, 1998).

3.2.3 Derrames Basálticos da Bacia do Paraná

Gomes (1996) define para a região de Frederico Westphalen-RS, com base em características estruturais internas dos derrames e petrográficas, dois tipos de derrames espessos. O Tipo I, representado por um nível vesicular de topo estreito, intensamente fraturado abaixo, seguido de uma zona macrovesicular interna, zona central maciça e zona de base podendo ou não apresentar um estreito nível vesicular. O Tipo II, mais espesso, caracterizado pela presença dos níveis vesiculares de topo e base e zona central intensamente fraturada. Em alguns casos pode ocorrer a diferenciação no padrão de fraturas da zona central em: colunado superior, entablamento e colunado inferior.

Na região de Reserva do Iguaçu, sudoeste do Estado do Paraná, ocorrem derrames espessos tabulares, a exemplo do derrame Salto Segredo, que segundo Ferreira *et al.* (2008) possui características estruturais internas que sugerem a ocorrência do processo de inflamento, no sentido de Hon *et al.* (1994), com o desenvolvimento de uma crosta rígida e vesiculada que constitui o nível vesicular de topo abaixo da qual, novos pulsos de magma são incorporados.

Arioli *et al.* (2008) definem, seguindo um significado reológico e genético, quatro estilos diferentes de entablamento para os derrames de basalto maciço da PMP no Estado do Paraná: planar, sigmoidal, em leque e em bloco. O entablamento planar, sendo cristalizado sob influência de esforços diferenciais, caracteriza-se por apresentar um conjunto de fraturas que assemelha-se com as apresentadas no

padrão Riedel, estes seriam gerados por basculamentos da crosta. Entablamento sigmoidal, gerado pela interferência entre as disjunções colunares de base e de topo do derrame. Em leque, que desenvolvem-se por arqueamento da crosta em derrames inflados, e em bloco, produto da interferência entre conjuntos de entablamento e leques.

Segundo Arioli *et al.* (2008), a Formação Serra Geral pode ser dividida em duas sequências principais: Formação Serra Geral Inferior, onde predominam derrames de basalto lobado e vesicular de baixo TiO_2 , com comuns intercalações de rochas vulcanoclásticas e sedimentares, e Formação Serra Geral Superior, esta composta por derrames tabulares de basalto maciço, alto TiO_2 e intercalações de vulcanoclásticas e sedimentares menores e mais localizadas.

3.3 PEGMATITOS BÁSICOS

No Oeste do Paraná, foram registradas mais de 30 ocorrências de rochas diferenciadas de granulação grossa, alojadas em derrames tabulares de basalto maciço, classificados por Gomes (1996) de derrames tipo II. Os diferenciados foram classificados por Vasconcellos *et al.* (2001) como gabros pegmatóides.

Estas segregações, a exemplo do que ocorre na Província Columbia River, comportam-se como lentes horizontais vesiculares e são excepcionalmente bem desenvolvidas entre o núcleo e a crosta rígida do derrame (Hartley & Thordarson, 2009).

Estes diferenciados finais da cristalização da lava basáltica são classificados como pegmatitóides por Lacroix (1928), gabro-doleritos pegmatíticos por Jefferson *et al.* (1994) e como pegmatitos básicos por Kontak *et al.* (2004). Phillpots *et al.* (1996) interpretam-nos como produtos de diferenciação magmática em derrames espessos de basalto, com características petrográficas (particularmente a textura pegmatóide) e geoquímicas (enriquecimento em elementos químicos incompatíveis), principalmente TiO_2 , K_2O , Ba e Zr (Hartley & Thordarson, 2009), indicadoras de filtragem seletiva do líquido residual durante a ascensão através da rede de grãos de plagioclásio, na lava parcialmente cristalizada (*subliquidus*).

Estas rochas diferenciadas são também alojadas na porção basal da crosta rígida do derrame, o que implica em lava derivada da extração de um material inter-cristal enriquecido de voláteis de um horizonte em estado de *mush*, próximo à base do derrame (Hartley & Thordarson, 2009). Os mesmos autores, através de modelagem geoquímica, demonstram que os diferenciados foram formados por cristalização fracionada, cerca de 30% - 40%, a partir da rocha encaixante basáltica.

No Estado do Paraná estas rochas distribuem-se na área portadora de anomalias geoquímicas de elementos do grupo da platina (EGP), Ni, Cr, Cu e Au (Licht & Arioli, 2000; Arioli & Licht, 2006). Outras oito ocorrências de pegmatitos foram descritas na folha de Guarapuava, fora dos limites das anomalias geoquímicas (Arioli & Licht, 2008).

Os pegmatitos formam lentes, com espessura de poucos centímetros até cerca de 70 cm e extensão que ultrapassa 50 m encaixados no nível maciço central de derrames espessos de basalto, isto é, no núcleo de derrames tabulares, ou derrames tipo II. Os contatos entre os níveis de pegmatito e as encaixantes são geralmente nítidos na base e difusos no topo. Em alguns locais observam-se apófises ou veios subverticais, interconectando os corpos horizontais e formando estruturas tipo *stockworks* em alguns casos (Arioli, 2008).

4 ESTRUTURAÇÃO DO DERRAME SALTO DO LONTRA

Na região de Salto do Lontra afloram predominantemente rochas ígneas basálticas componentes de derrames tabulares espessos ou Tipo II (Gomes, 1996). Ocorrem também rochas diferenciadas, classificadas como gabros pegmatóides (Vasconcellos *et al.*, 2001) e como pegmatitos básicos (Kontak *et al.*, 2004, Ferreira *et al.*, 2009), no núcleo destes derrames.

A partir da descrição detalhada de perfis longitudinais em uma área de aproximadamente 16 Km², foi possível definir um derrame alvo desta pesquisa, denominado: Derrame Salto do Lontra. O derrame Salto do Lontra é caracterizado como Tipo II, com aproximadamente 50m de espessura, apresenta níveis vesiculares de topo e base, e é portador de corpos de pegmatito básico.

4.1 ARQUITETURA DO DERRAME SALTO DO LONTRA

Para melhor compreender a arquitetura do derrame Salto do Lontra, foi confeccionado um perfil esquemático (Figura 4.1). O perfil foi elaborado a partir de dados de altitudes medidas com GPS, posteriormente corrigidos com o método de visadas. Os horizontes que compõem o derrame foram individualizados, principalmente, de acordo com a distribuição das estruturas internas, como: vesículas, amígdalas e diferentes padrões de fraturas.

No perfil esquemático, os horizontes 2, 3a, 3b, 3c e 4 representam a arquitetura do derrame Salto do Lontra. Os horizontes 1 e 5, representam os derrames sobreposto e sotoposto ao Salto do Lontra, respectivamente.

Foram individualizados três horizontes principais em perfil vertical ao derrame: nível vesicular de topo, nível maciço central e nível vesicular de base.

O nível vesicular de topo (NVT), horizonte 2, consiste em um horizonte do derrame onde é constante a presença de estruturas internas como amígdalas e vesículas. As fraturas são curvilíneas e descontínuas.

O nível maciço central (NMC), horizontes 3a, 3b e 3c; é marcado pela ausência de vesículas ou amígdalas e por possuir padrão de fraturas regular em seu núcleo, tornando-se mais irregular em direção às extremidades. Devido a essas

variações no padrão de fraturas, o NMC pôde ser dividido em três horizontes, melhor explanados no item 4.1.2.

O nível vesicular de base (NVB) é caracterizado por apresentar amígdalas e vesículas, porém em menor quantidade que o NVT, e fraturas irregulares, aparentemente sem padrão definido.

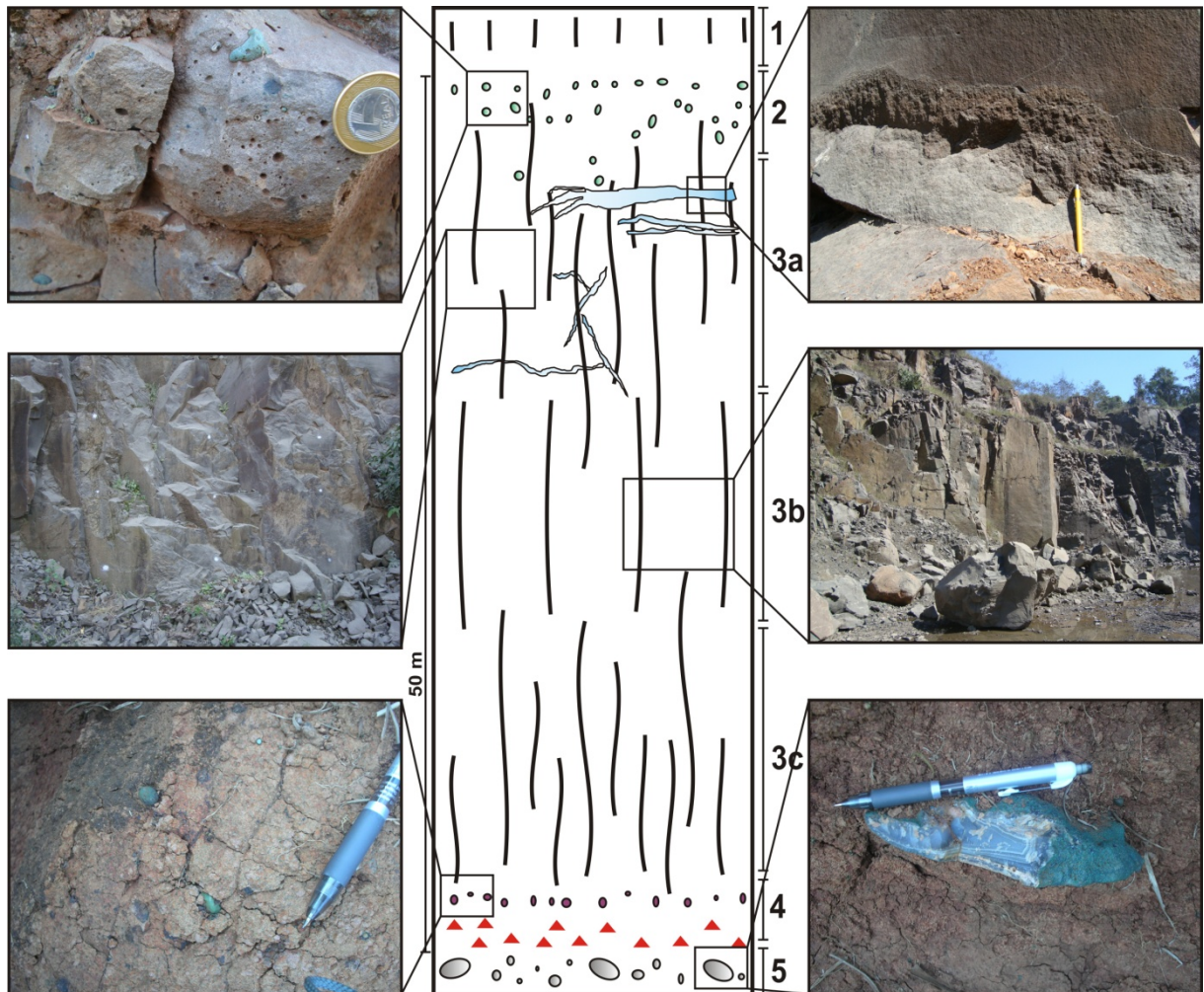


Figura 4.1 – Perfil esquemático do derrame Salto do Lontra, base do derrame superior e topo do derrame sotoposto; divididos em seis horizontes. 1 – Base do derrame sobreposto ao Salto do Lontra, composto por basalto cinza claro e estrutura maciça. 2 – Nível vesicular de topo do Salto do Lontra, composto por basalto pouco alterado e variolítico. 3a – Horizonte superior do nível maciço central, caracterizado por fraturas pouco contínuas e presença de pegmatitos básicos. 3b – Horizonte mediano do NMC, definido por fraturas regulares, retilíneas a curvilíneas, formando prismas. 3c – Horizonte inferior do NMC; possui fraturas pouco regulares e mais descontínuas. 4 – Nível vesicular de base do Salto do Lontra, caracterizado por apresentar rocha alterada, poucas vesículas e pequenas brechas. 5 – Nível vesicular superior do derrame sotoposto ao Salto do Lontra.

4.1.1 Nível vesicular de topo

O nível vesicular de topo possui aproximadamente dois a três metros de espessura. Este horizonte está limitado, no topo, pela base do derrame sobreposto ao Salto do Lontra, e em sua base pelo nível maciço central do próprio derrame, onde apresenta contato gradual.

A principal característica deste horizonte é apresentar grande quantidade de vesículas, amígdalas e alguns geodos, caracterizando estrutura variolítica (Figura 4.2a).

A rocha componente deste nível é representada por basalto cinza avermelhado, pouco alterado, hipohialino, de textura fanerítica muito fina. Os minerais têm tamanhos submilimétricos.

As amígdalas presentes neste nível dividem-se em duas populações “A” e “B”. A população “A”, é representada por amígdalas cujos tamanhos variam de milimétricas até cerca de 1-1,5cm. São geralmente monominerálicas, arredondadas e ligeiramente achatadas; podem estar orientadas em uma direção preferencial (Figura 4.2b). As amígdalas da população “A” são preenchidas por quartzo, ou mistura de esmectita e celadonita principalmente. A população “B” é representada por amígdalas maiores, com cerca de 5cm, que apresentam bordas irregulares (Figura 4.2c). Estas amígdalas são preenchidas por quartzo com celadonita nas bordas.

Os geodos têm formas irregulares e tamanhos que variam de alguns centímetros até aproximadamente 50 cm de comprimento, são preenchidos principalmente por quartzo (Figura 4.2e).

As vesículas, sem preenchimento, presentes neste horizonte apresentam tamanhos que variam de milimétricos até cerca de 1cm, podem ser divididas em dois grupos principais A e B.

As vesículas do grupo A são arredondadas ou ligeiramente achatadas, aparentemente sem orientação e distribuem-se de forma homogênea no nível, em conjunto com as amígdalas.

As vesículas do grupo B possuem forma semelhante às do grupo A, porém por vezes apresentam-se orientadas em uma direção preferencial. A principal característica do grupo de vesículas B é a ocorrência em forma de aglomerados,

como pode ser observado na Figura 4.2d. Este grupo localiza-se no topo do nível vesicular superior.

As vesículas encontram-se também em estruturas horizontais formando pequenas lentes, formando estruturas tipo lençóis de vesículas (Figura 4.2f).

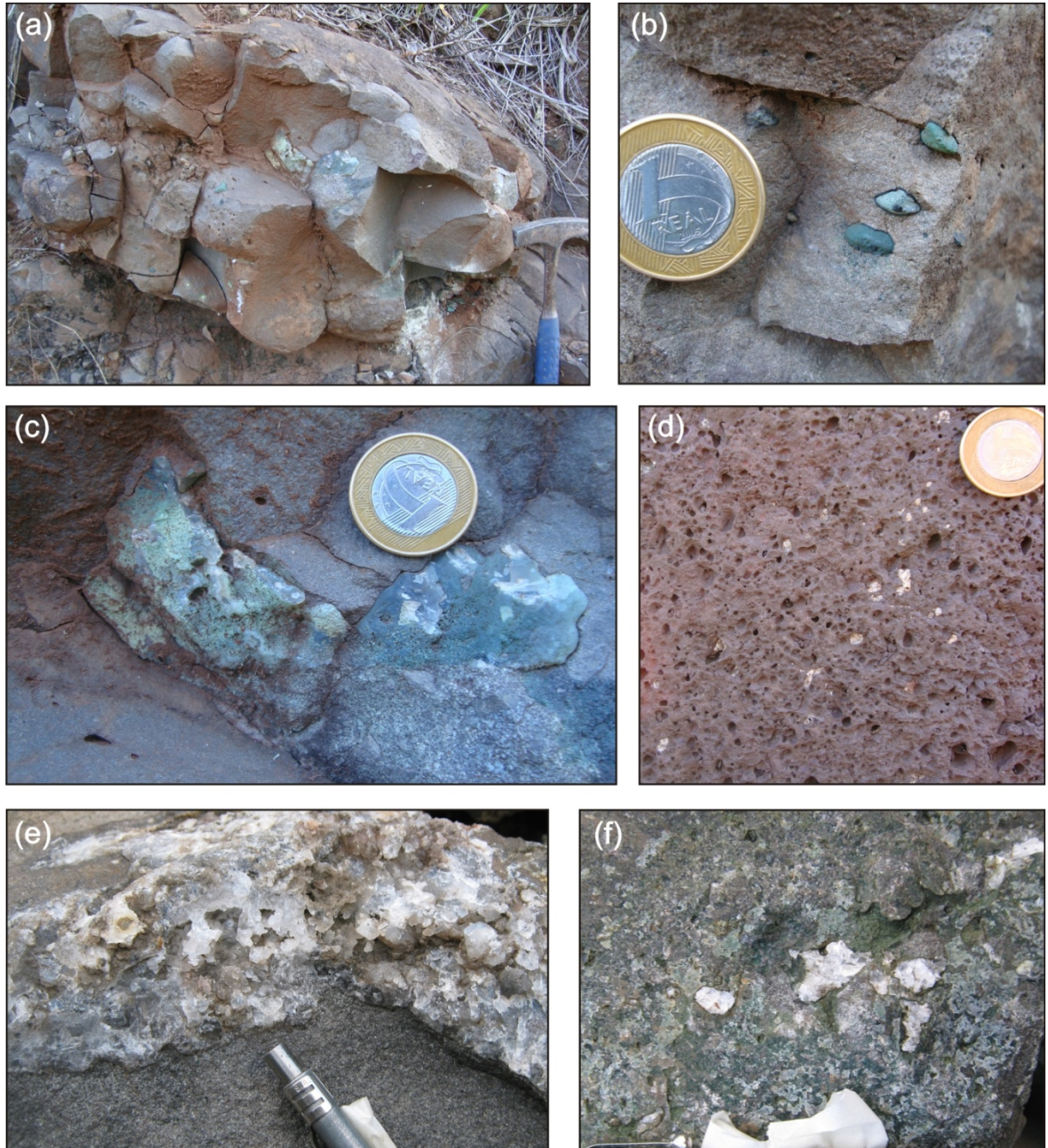


Figura 4.2 – Fotografias do nível vesicular de topo do derrame Salto do Lontra. (a) afloramento de basalto variolítico, cinza avermelhado, com presença de amígdalas e vesículas milimétricas a centimétricas; (b) amígdalas milimétricas achatadas e preenchidas por celadonita; (c) amígdala com forma irregular preenchida por quartzo microcristalino e celadonita; (d) concentração de vesículas presentes na porção superior do nível vesicular de topo; (e) geodo preenchido por quartzo; (f) vesículas preenchidas por quartzo.

As vesículas encontradas nestas estruturas podem estar sem preenchimento ou preenchidas, principalmente por celadonita e esmectita.

4.1.2 Nível maciço central

O nível maciço central representa cerca de 90% ou 45 metros da espessura total do derrame e está compreendido entre o nível vesicular de topo e de base, com os quais faz contato gradual.

Este nível é diferenciado dos demais, principalmente, por apresentar estrutura maciça, padrões de fraturas mais regulares e ausência de amígdalas e vesículas.

A rocha que compõe o nível maciço central é um basalto cinza escuro à avermelhado em porções oxidadas, holocristalino, de textura fanerítica inequigranular porfirítica fina a média. É possível observar fenocristais tabulares de plagioclásio com até 5mm em seu eixo maior. Este nível apresenta cristais com granulação nitidamente maiores que os presentes no nível vesicular de topo.

O nível maciço central pode ser dividido, seguindo critérios estruturais, em três horizontes: 3a (topo), 3b (meio) e 3c (base). Cada horizonte possui cerca de 15 metros de espessura. As diferenças nos padrões estruturais dos horizontes 3a e 3b podem ser observados na Figura 4.3a.

O horizonte 3a é caracterizado por apresentar um padrão de fraturas mais irregular. As fraturas são curvilíneas e descontínuas. A intersecção entre as famílias de fraturas geram prismas pequenos, com 30-50 cm de largura e 1-1,5 m de altura. Os prismas gerados possuem faces irregulares (Figura 4.3b).

O horizonte 3a também possui corpos de pegmatito básico, estes corpos podem ser observados em toda a extensão longitudinal do horizonte. Os corpos pegmatíticos, que serão detalhados no item **4.2** deste capítulo, estão alojados neste horizonte, em forma de lentes com espessura de poucos centímetros até cerca de 40cm e extensão de até 5 metros.

O horizonte 3b é caracterizado por apresentar um padrão de fraturas mais regular, que divide a rocha em grandes prismas de três ou quatro lados. Os prismas possuem cerca de 3 m de largura e até 6 metros de altura (Figura 4.3c). As fraturas

são sub-verticais, planares a curvilíneas, e mais contínuas que as fraturas dos horizontes 3a e 3c.

O horizonte 3c é caracterizado por apresentar um padrão de fraturas mais irregular, semelhante ao que ocorre no horizonte A. As fraturas não são contínuas e regulares e, dessa forma, não há geração de grandes prismas como os formados no horizonte 3b. Este horizonte faz contato gradual com o nível vesicular de base do derrame Salto do Lontra. É importante observar que as diferenças apresentadas no padrão de fraturas do nível maciço central, a fim de diferenciar os três horizontes, não têm limites rígidos. O padrão de fraturas descrito em cada horizonte, apenas representa a estrutura mais recorrente em cada nível.



Figura 4.3 – Fotografias do nível maciço central do derrame Salto do Lontra. (a) seção vertical de parte do nível maciço central do derrame mostrando os Horizonte 3a (A) e 3b (B); (b) detalhe das fraturas irregulares, sem muita continuidade presentes no horizonte 3a; (c) detalhe das fraturas retilíneas e mais regulares predominantes no horizonte 3b, formando prismas.

4.1.3 Nível vesicular de base

O nível vesicular de base não ultrapassa 50 cm de espessura e compõe, no perfil realizado, a parte inferior do derrame de Salto do Lontra. Este nível faz contato gradual com o horizonte 3c, pertencente ao nível maciço central. O contato do nível vesicular de base do derrame Salto do Lontra com o nível vesicular superior do derrame sotoposto (Figura 4.4a) é relativamente bem definido.

Este nível é característico por apresentar grande quantidade de amígdalas, caracterizando uma estrutura amigdaloidal; porém o número de amígdalas é menor que o encontrado no nível vesicular superior (Figura 4.4b).

A rocha deste nível é representada por basalto cinza a castanho avermelhado, bastante intemperizado, de textura fanerítica muito fina a vítrea.

As amígdalas encontradas neste nível têm tamanhos que variam de milimétricos até cerca de 4cm. Têm formas arredondadas e são, geralmente, monominerálicas. As amígdalas podem estar preenchidas por quartzo microcristalino e celadonita, principalmente.

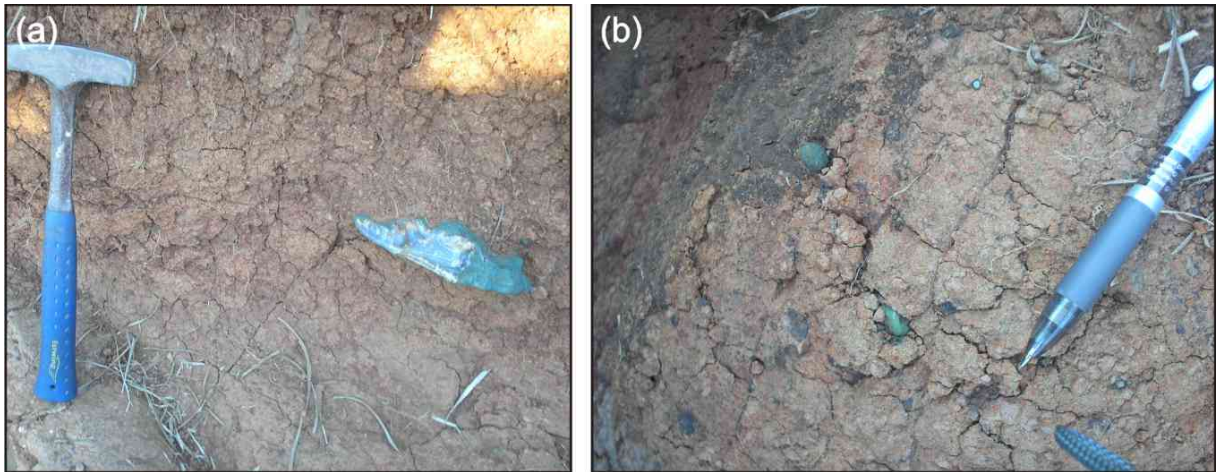


Figura 4.4 – Fotografias do nível vesicular de base do derrame Salto do Lontra e do Nível vesicular superior do derrame sotoposto. (a) amígdala centimétrica preenchida por calcedônia e celadonita no nível vesicular superior do derrame sotoposto ao Salto do Lontra; (b) amígdalas milimétricas preenchidas por celadonita em basalto castanho avermelhado e alterado da base do derrame Salto do Lontra.

4.2 PEGMATITO BÁSICO

Os corpos de pegmatito básico ocorrem como lentes alongadas e pouco espessas no horizonte 3a do nível maciço central do derrame Salto do Lontra.

Estes corpos possuem de poucos centímetros até cerca de 50cm de espessura, porém sua extensão lateral pode chegar até a 5 metros (Figura 4.5).

O contato destes corpos com o basalto encaixante pode ser relativamente bem definido em topo e base ou mais difuso e irregular em alguns casos.

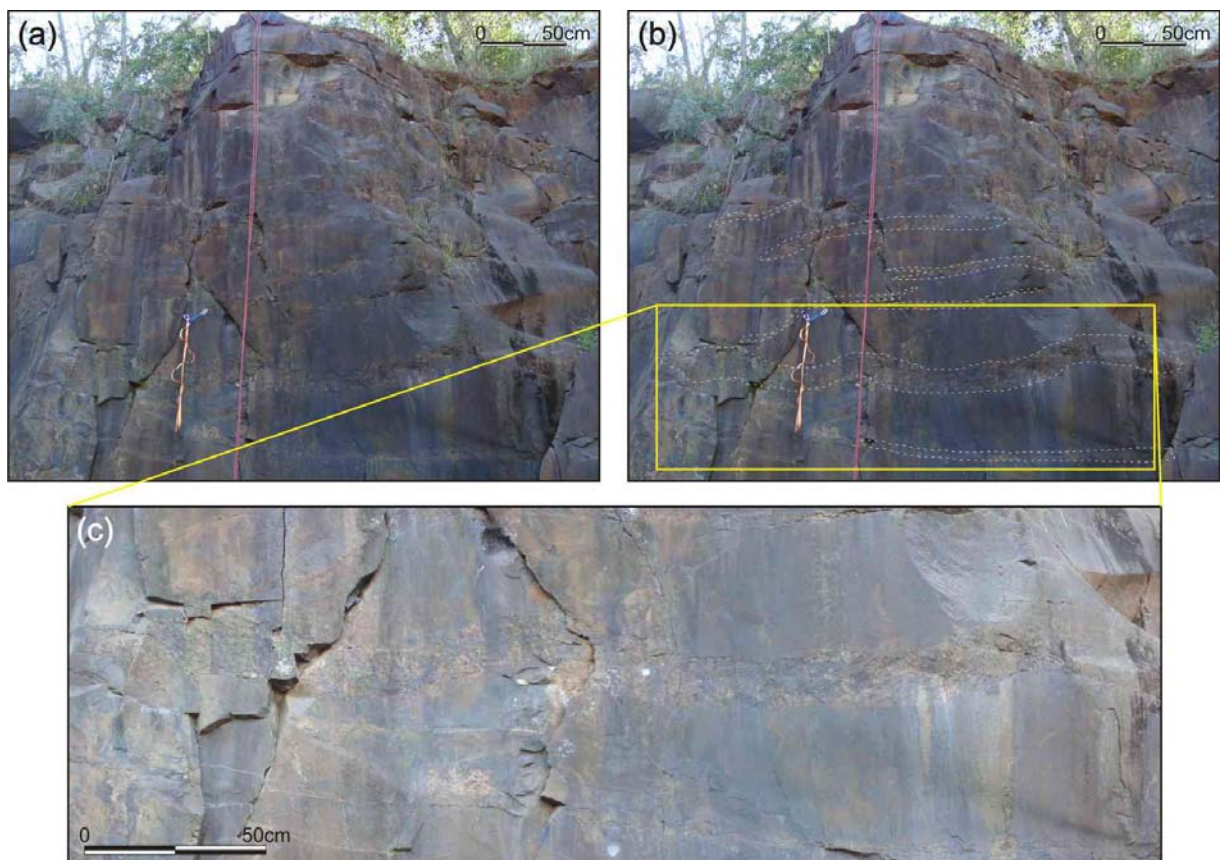


Figura 4.5 – Fotografias do Horizonte 3a do nível maciço central do derrame Salto do Lontra. (a) Porção superior do Horizonte 3a, com presença de lentes centimétricas de pegmatito básico encaixadas horizontalmente ao derrame. (b) Figura com pontilhado evidenciando os corpos pegmatíticos. (c) Aproximação em uma das maiores lentes de pegmatito básico aflorante, neste caso um pegmatito tipo A.

Os corpos pegmatíticos podem ser divididos, principalmente, em dois tipos: A e B. Os pegmatitos tipo A configuram corpos cujas espessuras variam de poucos

centímetros até cerca de 50cm e extensão lateral de até 5 metros. Estes corpos fazem contatos relativamente bem definidos com o basalto encaixante (Figura 4.6).

O tipo A é caracterizado por apresentar grande quantidade de amígdalas, estas estruturas chegam a perfazer cerca de 35% da rocha; possuem também, aparentemente, maior porosidade. A assembléia mineral deste tipo de pegmatito é composta, essencialmente, por plagioclásio (40-45%), piroxênio (40-45%) e magnetita (10-15%). As amígdalas são monominerálicas preenchidas predominantemente por esmectita e celadonita.

Os corpos pegmatíticos tipo B são mais difíceis de serem reconhecidos em afloramento, pois possuem contatos mais irregulares e difusos com a encaixante (Figura 4.7). Este tipo é característico por apresentar muito pouca ou nenhuma presença de amígdalas, e porosidade relativamente mais baixa em relação ao tipo A. A assembléia mineral desta rocha é composta, principalmente, por: plagioclásio (40-45%), piroxênio (40-45%) e magnetita (10-15%).

Os cristais do pegmatito tipo B são, aparentemente, maiores que os do tipo A, porem os corpos pegmatíticos tipo A ocorrem em maior quantidade e também possuem maior extensão lateral.



Figura 4.6 – Corpo de pegmatito básico tipo A, evidenciando contato relativamente melhor definido com a encaixante (flecha amarela).



Figura 4.7 – Contato entre basalto encaixante e corpo de pegmatito básico tipo B. Neste caso contato mais irregular, difuso e gradual.

5 SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

A susceptibilidade magnética foi utilizada com o intuito de compreender como se dá a distribuição dos óxidos, em especial a magnetita, no derrame Salto do Lontra; principalmente nos níveis que possuem corpos pegmatitos. Se há um padrão de distribuição preferencial deste mineral nos corpos diferenciados (pegmatitos básicos) e qual seria.

Em frentes de lavra da pedreira BONETTI, área foco da pesquisa, foram definidos quatro painéis de rocha onde foram implantadas malhas regulares e quadráticas de 50cmx50cm, sempre que possível; três no horizonte superior do nível maciço central (com pegmatitos) e um no horizonte mediano, sem pegmatitos. Foram realizadas três medições de susceptibilidade magnética em cada nó das malhas implantadas.

As medidas de susceptibilidade magnética, num total de 642, foram realizadas com um indicador de susceptibilidade *kappameter* KT-5. Foi medida a susceptibilidade magnética de pegmatitos básicos (84 medidas), basaltos encaixantes (546 medidas) e 12 do contato entre estas duas rochas (Apêndice I).

5.1 TRATAMENTO DOS DADOS DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

Foi realizado um tratamento estatístico das medidas de susceptibilidade realizadas nos basaltos e pegmatitos. Os basaltos registram em média aritmética um valor aproximado a 23×10^{-3} SI, e desvio-padrão igual a 5,5. Os pegmatitos apresentam média aritmética igual a 30×10^{-3} SI e desvio-padrão 7. Embora o número de medidas realizadas nos contados entre os corpos pegmatíticos e os basaltos encaixantes não tenha muita representatividade estatística, o valor da média é bastante semelhante à do basalto e aproximadamente igual a 24×10^{-3} SI.

Foram construídos três mapas de isoconcentração, relativos aos quatro painéis escolhidos para a realização das medidas de susceptibilidade. Os mapas foram construídos levando-se em consideração o tratamento estatístico dos dados de susceptibilidade.

A paleta verde foi utilizada para representar a média dos basaltos (23). A partir da média foram somados os valores de desvio padrão, também dos basaltos, para mais e para menos, completando a escala de cores, como apresentado nos mapas (Item 5.2). Foram fixados os valores da escala de cores para todos os mapas com o objetivo de observar variações magnéticas entre estes mapas.

5.2 PERFIS E MAPAS DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA (SM)

5.2.1 Susceptibilidade magnética na zona onde ocorrem pegmatitos

O primeiro painel de rocha escolhido para realizar as amostragens de susceptibilidade magnética (SM) foi o afloramento 3a. Este afloramento possui aproximadamente 14 metros de altura e 4 metros de extensão lateral, e é composto por basalto maciço e vários corpos pegmatíticos intercalados (Figura 5.1).

Os valores de SM foram amostrados em três perfis longitudinais com medidas espaçadas em 50 cm ou 1 m, levando-se em consideração a impossibilidade de amostragem em alguns pontos.

O afloramento 3a possui menores valores de SM no topo do afloramento, que corresponde ao início do nível vesicular superior do derrame Salto do Lontra. Os maiores valores de SM são encontrados na porção mediana do afloramento, mesma região onde ocorrem corpos pegmatíticos com maior frequência. Estes valores ficam mais evidentes no perfil 3, que apresenta os maiores valores de SM. O afloramento 3a possui valores de SM entre $5,37 \times 10^{-3}$ e $38,63 \times 10^{-3}$ SI.

Os pegmatitos que afloram nesta porção do derrame são principalmente tipo A, mais ricos em amígdalas.

O afloramento 3a_2 (Figura 5.2), base do afloramento 3a, constitui parte da base do horizonte que possui pegmatitos do derrame Salto do Lontra. Este afloramento possui aproximadamente 1,5 metro de altura por 4 metros de extensão. Neste afloramento foram realizadas medidas de SM em malha quadrática, aproximadamente regular com espaçamento de 25 cm entre cada nó. Neste caso houve adensamento da malha devido aos corpos pegmatíticos serem mais delgados.

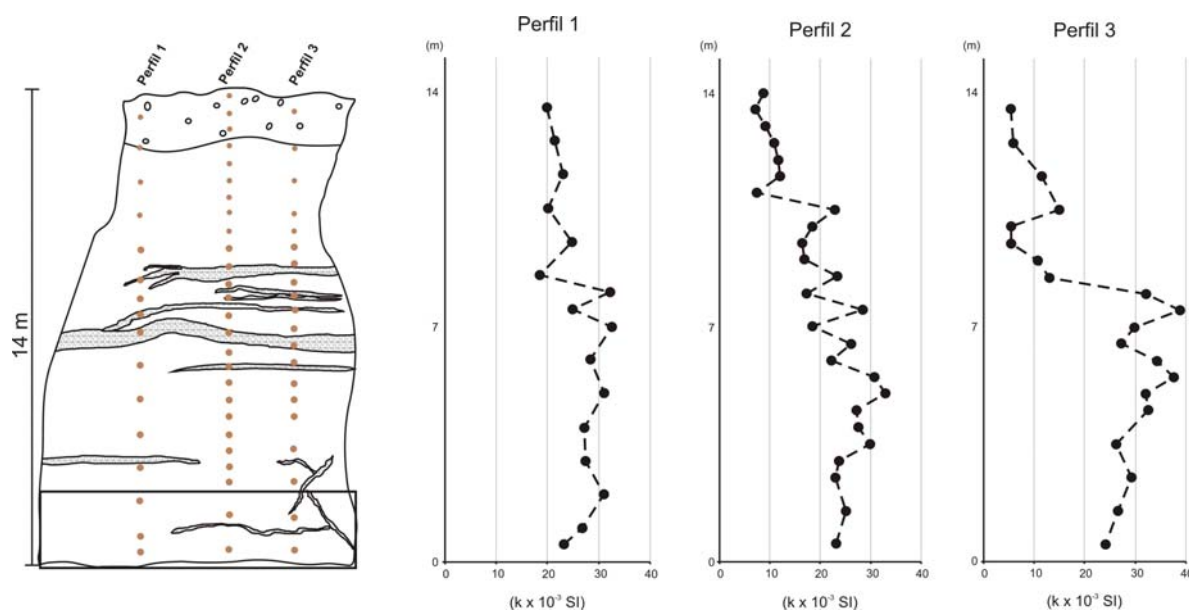


Figura 5.1 – Croqui esquemático do afloramento 3a onde foram realizadas as medidas de susceptibilidade magnética (pontos marrons) e, ao lado, os perfis de SM mostrando maior variação relativa de SM da base para o topo, com maior variação na porção mediana.

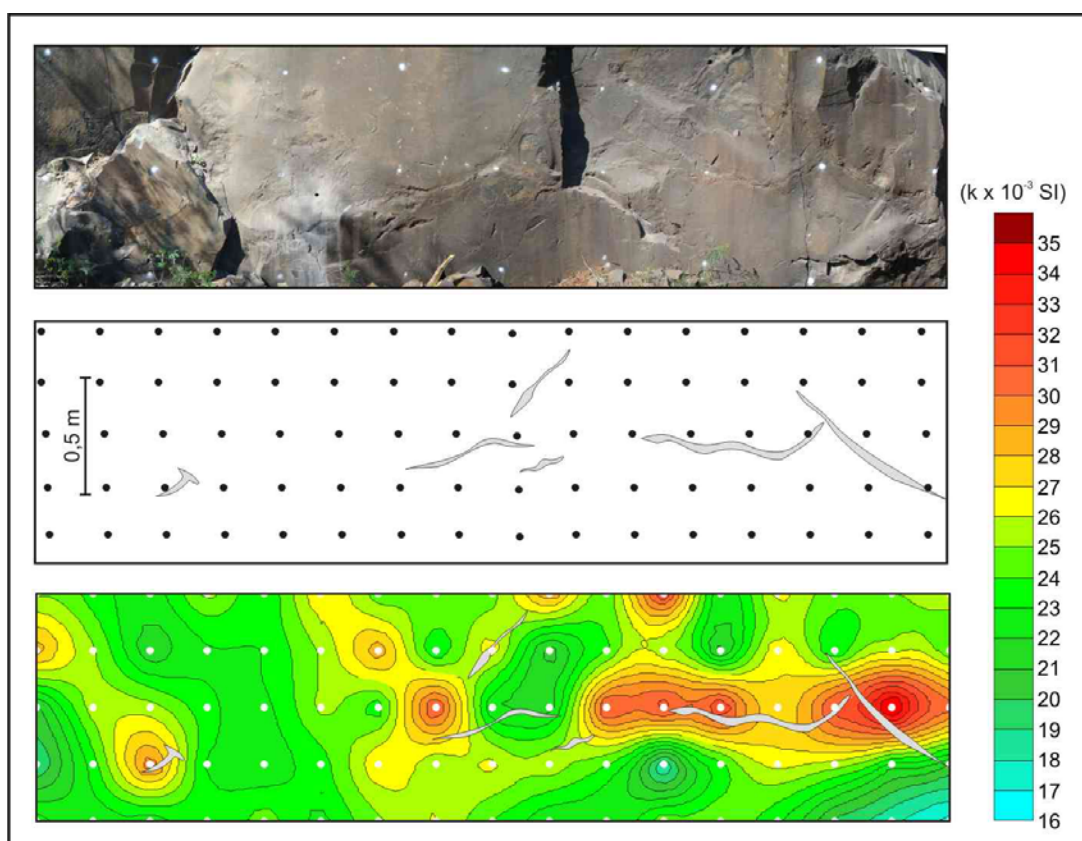


Figura 5.2 – Pannel 3a_2 com as marcações da malha, em *spray* prateado, a fim de localizar as medidas de SM. No centro da figura todos os pontos onde foram amostradas medidas de SM. Abaixo o mapa de isoconcentração de SM, mostrando anomalias magnéticas ao longo dos corpos pegmatíticos.

O painel 3a_2 possui valores de SM que variam entre $16,70 \times 10^{-3}$ e $35,83 \times 10^{-3}$ SI. No mapa de isovalores do painel 3a_2 os valores de SM realizados sobre o basalto destoam-se muito pouco da média, enquanto as medidas tomadas sobre ou próximas aos corpos pegmatíticos apresentam valores mais altos de SM. Neste painel é possível observar relação direta entre a ocorrência de corpos pegmatíticos e anomalias magnetométricas.

O painel 3c (Figura 5.3) foi confeccionado com base em medidas de SM realizadas no afloramento de rocha homônimo. Este é composto por basalto maciço, característico deste nível do derrame, e pequenos corpos lenticulares de pegmatitos na porção inferior direita. Este painel de rocha foi escolhido *a priori* com o objetivo de realizar medidas de SM no mesmo horizonte do afloramento 3a_2 onde, visualmente, não havia corpos pegmatíticos e serviria de *back-ground* para os valores de SM. É interessante ressaltar que o pegmatito apresentado na Figura 5.3 foi “definido” devido à ocorrência de medidas anômalas de SM.

O painel 3c possui aproximadamente dois metros de altura por quatro metros de extensão lateral. As rochas presentes possuem valores de SM variando entre $17,97 \times 10^{-3}$ e $44,80 \times 10^{-3}$ SI.

Os valores de SM para os basaltos deste afloramento destoam pouco da média (24×10^{-3} SI), enquanto próximo ou sobre os corpos pegmatíticos os valores de susceptibilidade atingem valores muito elevados.

Os pegmatitos encontrados no afloramento 3c são classificados neste trabalho como tipo B, apresentando traço de amígdalas ou ausência destas estruturas.

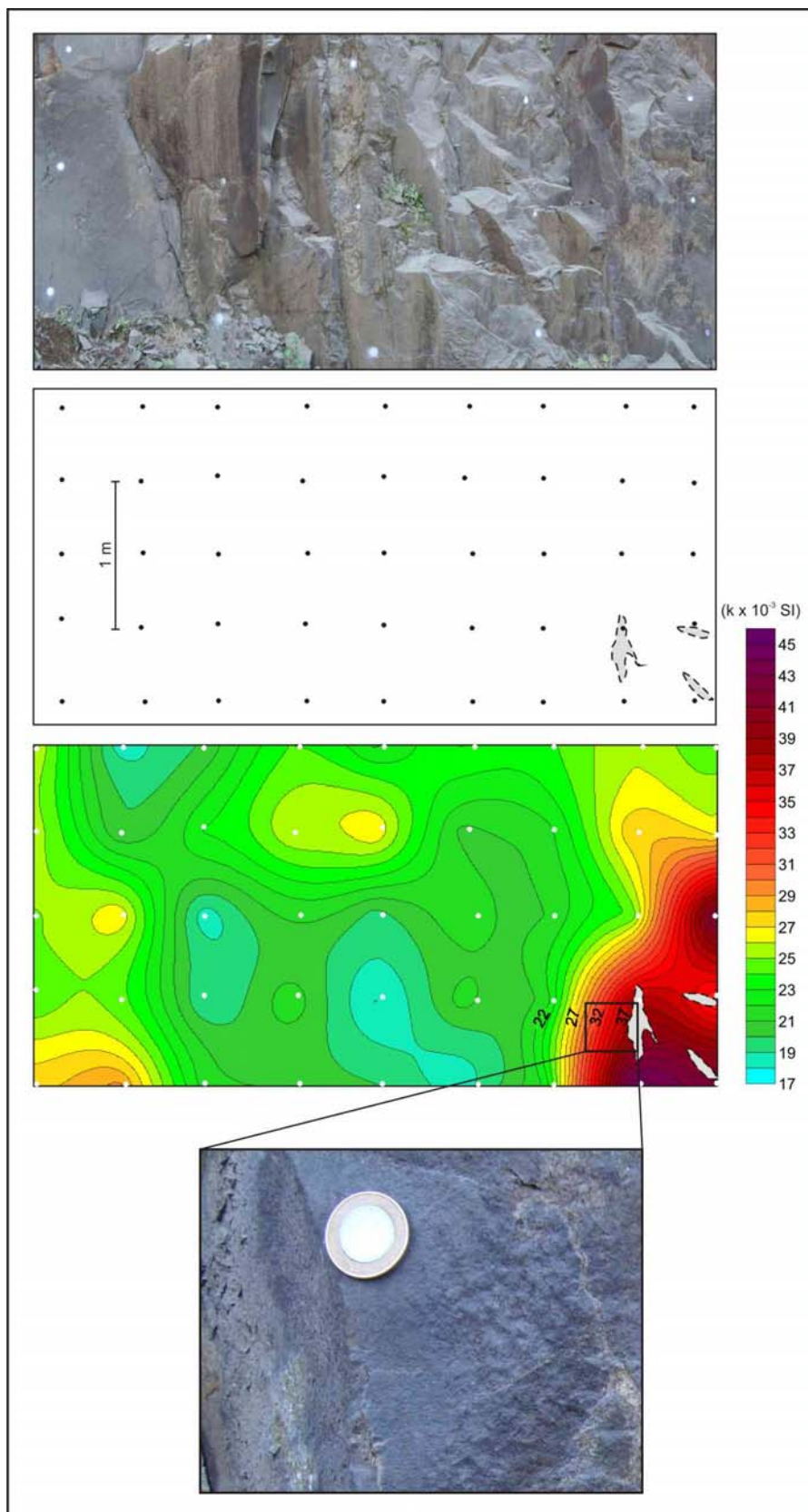


Figura 5.3 – Pannel realizado no afloramento 3c com croqui esquemático dos pegmatitos e mapa de isovalores de SM, mostrando forte anomalia magnetométrica na porção inferior direita do afloramento. Efeito de aproximação mostra contato gradacional entre basalto e pegmatito tipo B.

5.2.2 Susceptibilidade magnética fora da zona onde ocorrem pegmatitos

Foi definido um painel de rocha no horizonte mediano do nível central do derrame Salto do Lontra, a fim de reconhecer semelhanças ou diferenças nos resultados de SM, uma vez que este horizonte não possui corpos pegmatíticos.

O painel 4a possui aproximadamente 5 m de extensão lateral por 2 m de altura e é constituído por basalto maciço. As medidas de SM foram realizadas em malha quadrática e regular com espaçamento de 50 cm entre cada nó.

Os valores de SM situam-se entre $22,2 \times 10^{-3}$ e $28,9 \times 10^{-3}$ SI e destoam pouco da média, para mais ou menos.

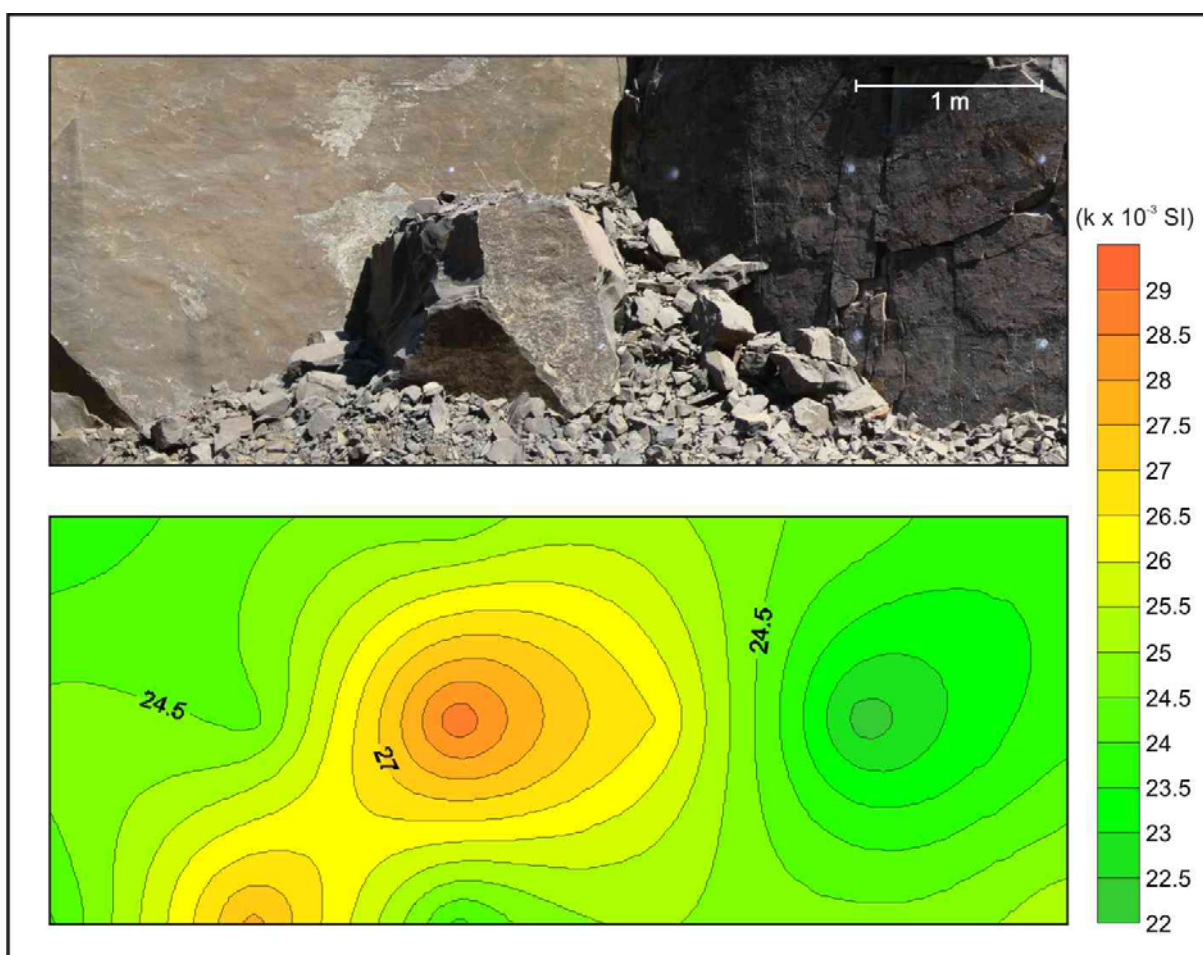


Figura 5.4 – Painel 4a realizado na porção mediana do nível maciço central do derrame, onde não há corpos pegmatíticos; e mapa de isovalores de SM exibindo baixa variação das medidas de SM.

5.3 PEGMATITOS BÁSICOS E A SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA (SM)

Ocorre uma estreita relação entre a ocorrência dos corpos de pegmatito básico e as anomalias magnéticas. Esta relação pode ser observada nos perfis e mapas de isovalores de SM, que em alguns casos possibilita delimitar os corpos de pegmatito.

No nível maciço central superior do derrame Salto do Lontra (horizonte 3a), onde há corpos pegmatíticos, ocorrem fortes variações nos valores de susceptibilidade. Estas anomalias são geralmente positivas, principalmente em regiões muito próximas aos pegmatitos, ou sobre estes corpos. É interessante notar que, neste horizonte, também ocorrem anomalias negativas de SM, principalmente sobre o basalto encaixante. Há aparente variação de SM para corpos pegmatíticos tipo A e B. Os corpos tipo B apresentam valores de SM ligeiramente maiores.

No nível maciço central mediano (horizonte 3b), onde não ocorrem pegmatitos, os valores de SM destoam-se pouco da média e não há anomalias positivas ou negativas de susceptibilidade.

O método de susceptibilidade magnética tem-se mostrado, neste trabalho, um excelente método prospectivo na individualização dos corpos de pegmatitos tipos A e B, nos basaltos encaixantes do derrame Salto do Lontra.

6 PETROGRAFIA E METALOGRAFIA DAS ROCHAS DO DERRAME SALTO DO LONTRA

Foram descritas dez lâminas petrográficas polidas, seis lâminas petrográficas e seis secções polidas confeccionadas a partir de dezesseis amostras de basaltos e pegmatitos, inclusive dos contatos entre estas rochas.

A descrição petrográfica destas rochas contempla a caracterização textural, estrutural, identificação da assembleia mineral primária e secundária, e reconhecimento das estruturas internas.

A descrição de secções polidas e lâminas petrográficas polidas tem como principal objetivo a identificação das fases minerais óxidos, sulfetos e elementos nativos e a descrição de texturas e associações minerais.

6.1 PETROGRAFIA DOS BASALTOS DO DERRAME SALTO DO LONTRA

Os basaltos que compõem o nível maciço central do derrame Salto do Lontra apresentam granulação fina a média, estrutura maciça e textura porfirítica a subafírica com matriz equigranular muito fina, subofítica e intergranular localizada. Os basaltos do topo do derrame possuem granulação fina a muito fina, estrutura maciça ou variolítica e textura porfirítica a subafírica com matriz equigranular muito fina a afanítica.

A assembleia mineral destas rochas é constituída por cerca de 50% de andesina, 35 a 40% de augita e 5 a 10% de minerais opacos. É comum a ocorrência de apatita e grãos de olivina esmequitizados. Ocorre também, principalmente no nível vesicular de topo, obsidiana cloritizada intersticial ou em microcavidades. As amígdalas encontradas, em maior abundância, no topo do derrame são preenchidas principalmente por celadonita e esmectita.

Na Figura 6.1 pode ser observado um difratograma de raios X realizado com amostras de amígdalas do nível vesículas de topo. Observa-se picos característicos da celadonita e esmectita e muitos ruídos a partir de 20°, que é interpretado como presença de material amorfo, neste caso provavelmente vidro vulcânico.

Nas Figuras 6.1b, 6.1c e 6.1d, observa-se que o pico da celadonita se mantém constante. Na Figura 6.1c não se observa o pico da esmectita, devido à perda de água deste mineral após secagem em mufla, porém quando a amostra é submetida à hidratação por etileno-glicol (Figura 6.1d) o pico da esmectita ocorre com maior intensidade.

Os microfenocristais de plagioclásio são classificados opticamente como andesina. Perfazem até 2% da rocha e apresentam dimensões entre 0,5 e 1,0mm em seu eixo maior. São tabulares, geralmente, euédricos a subédricos e exibem limites relativamente nítidos e bem definidos (Figura 6.2), também ocorrem microfenocristais subédricos, com limites pouco definidos e irregulares (Figura 6.3).

Em alguns microfenocristais de andesina são observadas microfraturas intragranulares sem preenchimento ou preenchidas por obsidiana cloritizada. Nos cristais com limites irregulares estas microfraturas são, aparentemente, mais comuns.

Na matriz, a andesina é ripiforme subédrica, com tamanho entre 0,05 a 0,4mm, geralmente não ultrapassa 0,3mm. Exibem limites menos regulares e pouco mais difusos que os microfenocristais. É comum que cristas de andesina ocorram como inclusões em grãos de opacos, caracterizando textura poiquilítica (Figura 6.4).

Os microfenocristais de augita têm entre 0,5 e 1,0mm em seu eixo maior, são anédricos a prismáticos subédricos, podem apresentar contornos relativamente bem definidos (Figura 6.5), ou bordas muito irregulares, com aparência de reabsorção e formação de grãos menores de plagioclásio e augita (Figura 6.6). Apresentam muitas fraturas intragranulares que podem estar preenchidas ou vazias. É comum a cloritização da augita (Figura 6.7).

Na matriz, é predominante a granulometria dos grãos de augita entre 0,05 e 0,1mm. Exibem limites mais difusos e estão comumente inclusos ou aparentemente intercrescidos em grãos de magnetita.

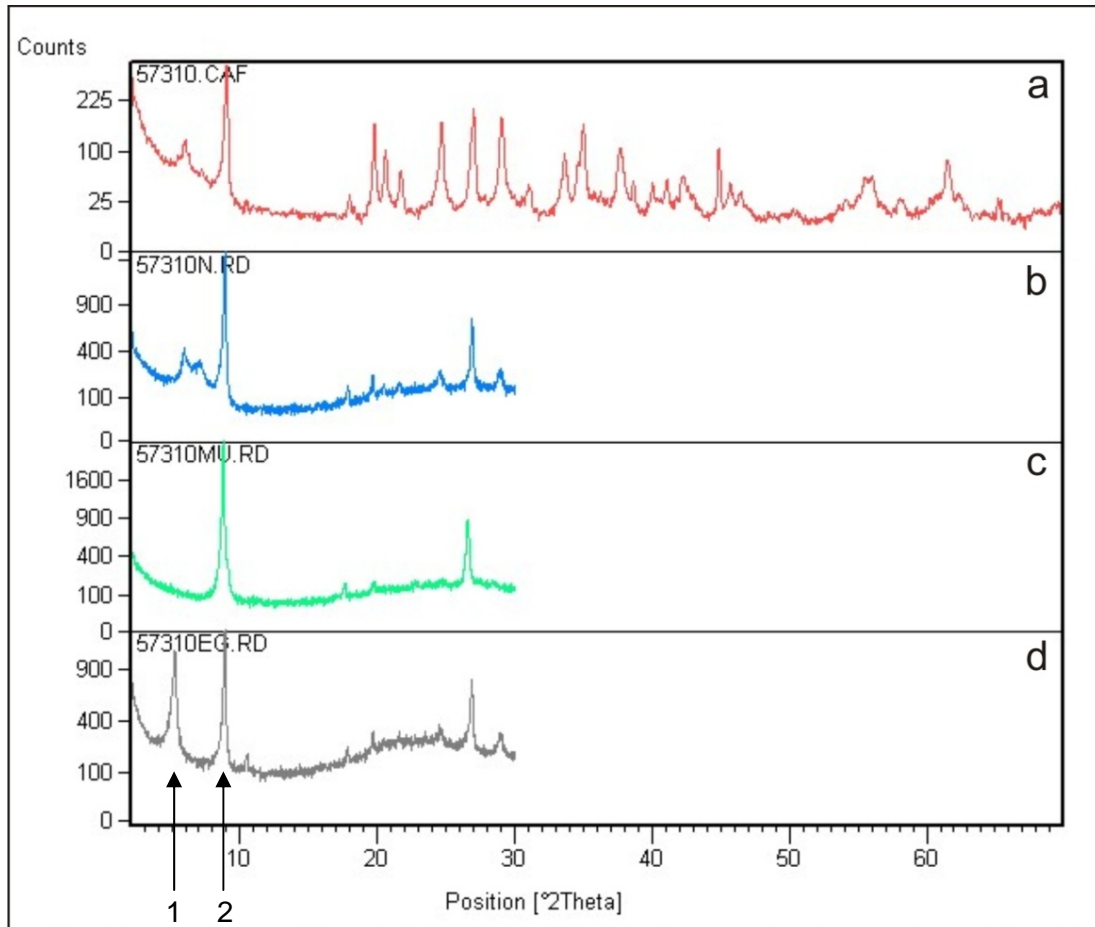


Figura 6.1– Difractogramas de raios X de amostra de preenchimento de amígdalas do nível vesicular superior do derrame Salto do Lontra. Pico da esmectita (1), Pico da celadonita (2).

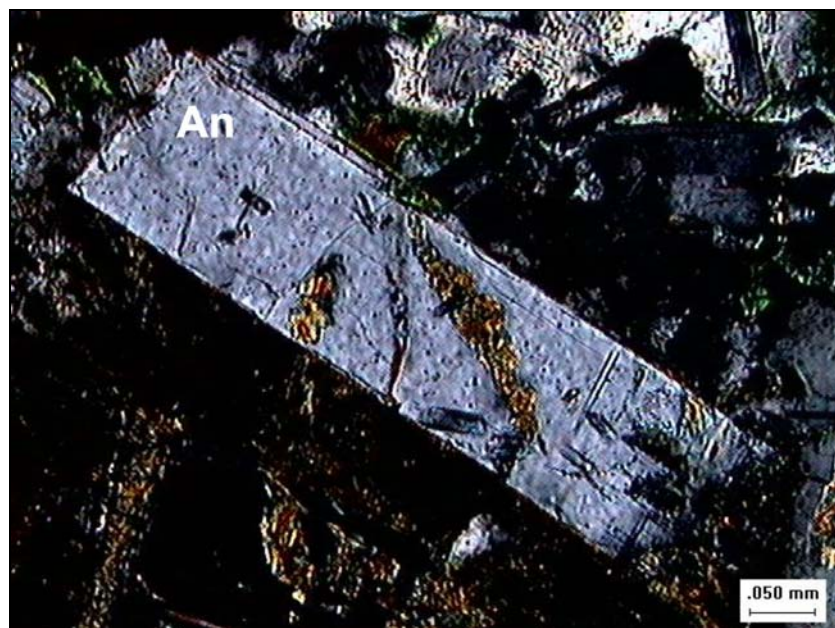


Figura 6.2 – Microfenocristal ripiforme de andesina (An), euédrico, exibindo limites bem definidos (núcós X).



Figura 6.3 – Microfenocrystal ripiforme de andesina (An), subédrico, com limites irregulares e fraturas intragranulares, e grão anédricos de augita (Aug). (nicóis X).

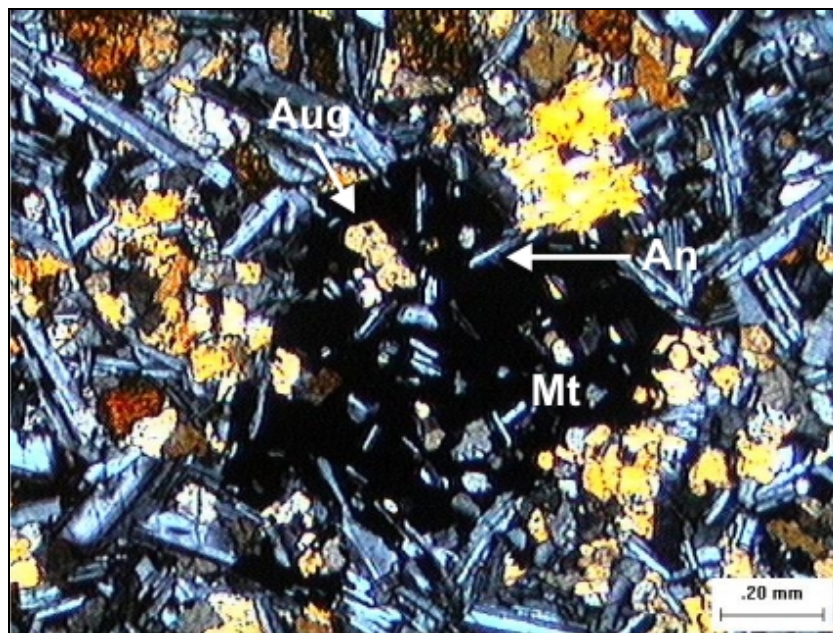


Figura 6.4 – Grão poiquilítico de magnetita (mt) com múltiplas inclusões de andesina (an) e augita castanho claro (aug) com granulação igual aos cristais da matriz. (nicóis X).

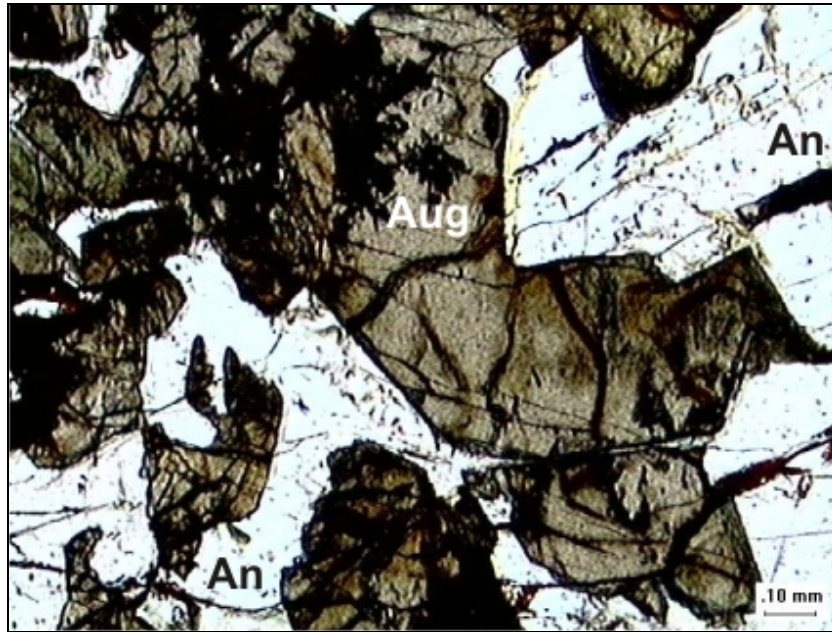


Figura 6.5 – Grão anédrico de augita castanho escuro (Aug) exibindo limites relativamente bem definidos com andesina (An) e fraturas intragranulares abertas. (nicóis //).

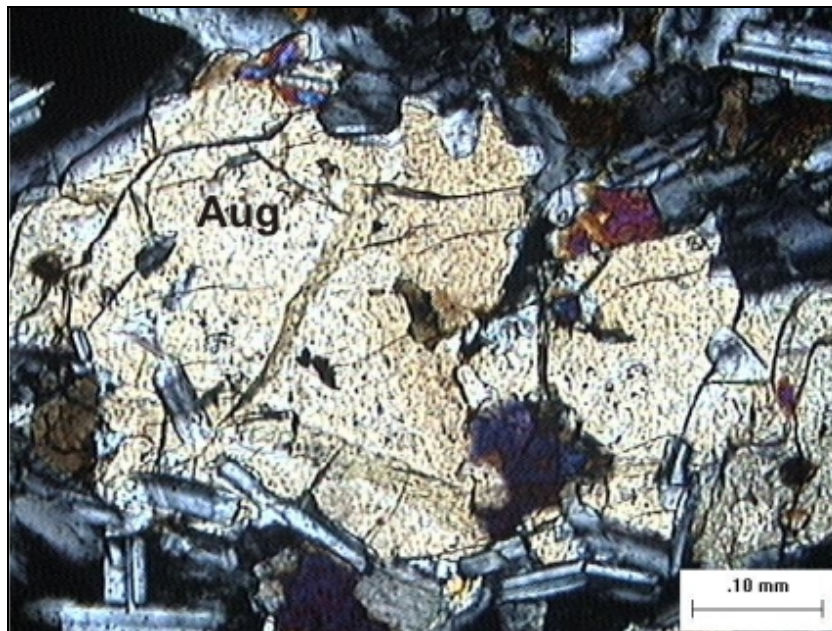


Figura 6.6 – Fotomicrografia em nicóis X mostrando grão anédrico de augita (Aug) exibindo bordas irregulares, inclusões de andesina (An), opacos e fraturas intragranulares abertas.

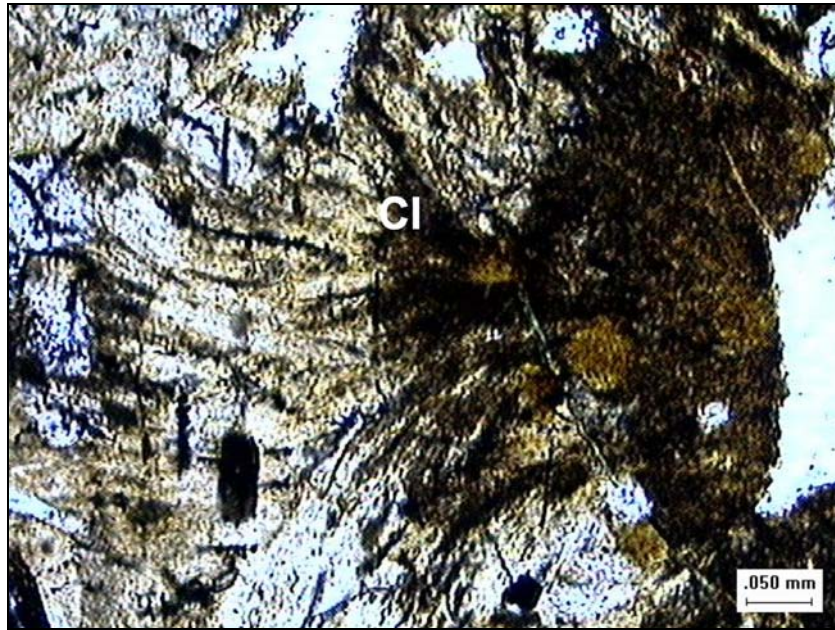


Figura 6.7 – Cloritização pervasiva (Cl) de grãos de augita pertencentes à matriz. (nicóis //).

A obsidiana é castanha clara amarronada, tem hábito maciço e pode ser encontrada na matriz da rocha, preenchendo microcavidades, ou em microfraturas dos cristais de andesina e augita. Exibe contornos mal definidos e difusos. Quando o estágio de cloritização deste material é mais acentuado apresenta extinção fibrorradiada característica da clorita (Figura 6.8).

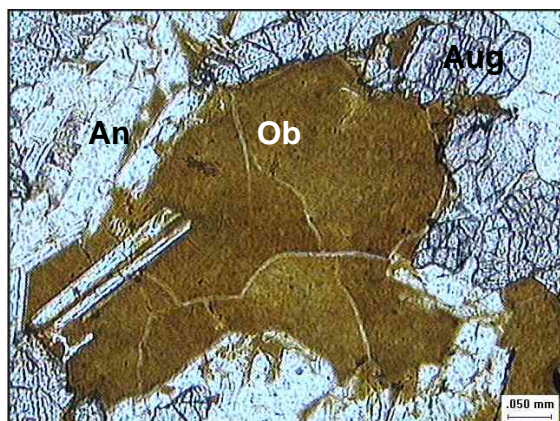


Figura 6.8 – Obsidiana (Ob) cloritizada da matriz do basalto, aparentemente preenchendo uma microcavidade com contornos irregulares em contato com cristais de andesina (An) e augita (Aug). Na foto da direita, em nicóis X, extinção fibrorradiada característica da clorita.

Os minerais opacos presentes são, provavelmente óxidos, devido ao poder refletor intermediário observado em luz refletida. Em lâmina petrográfica, os óxidos apresentam três populações distintas (Figura 6.9).

A primeira população ocorre na matriz, tem hábito quadrático geralmente subédrico a euédrico de tamanho entre 0,05 a 0,1mm. A principal característica é não apresentar inclusões.

A segunda e terceira populações são compostas por grãos de textura poiquilítica, com inclusões de andesina e augita. Aparentemente há textura de intercrescimento entre grãos de augita e alguns opacos. Estas duas populações diferenciam-se pelo tamanho dos grãos. Grãos com tamanho entre 0,1 a 0,4mm são considerados pertencentes à segunda população. Quando maiores que 0,5mm, pertencem à terceira população, que possui grãos com tamanhos de até 1,2mm.

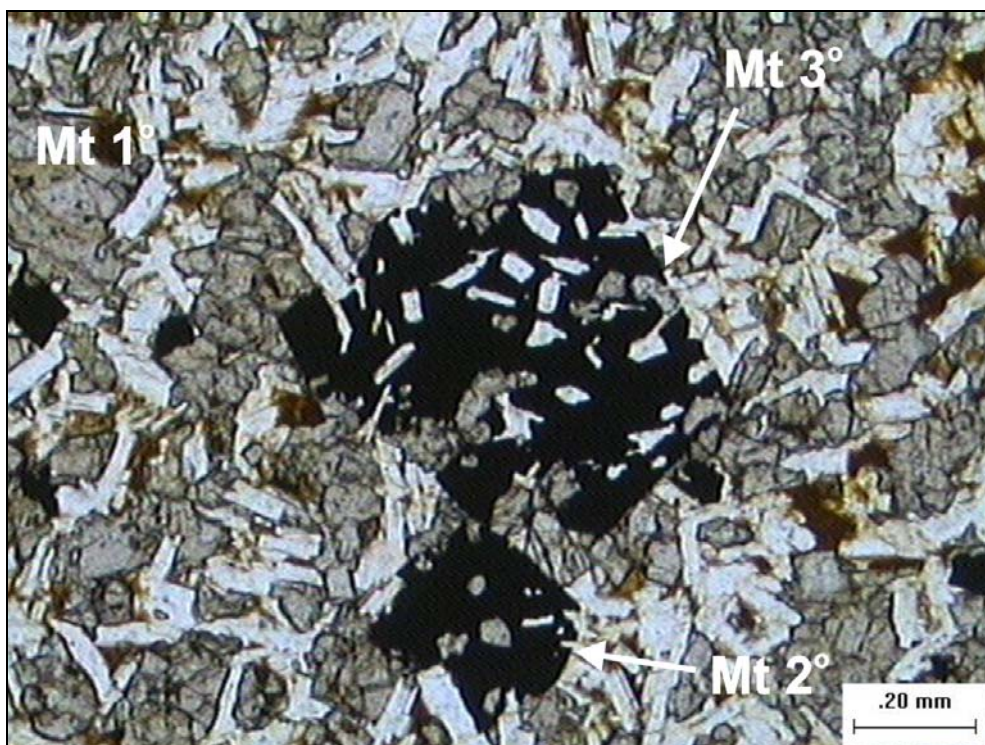


Figura 6.9 – Fotomicrografia em nicóis paralelos mostrando as três populações de prováveis grãos de magnetita. A primeira é representada no centro esquerdo pelos grãos menores (Mt 1°), a terceira o grão maior no centro (Mt 3°) e a segunda população o grão menor a baixo (Mt 2°).

6.2 PETROGRAFIA DOS PEGMATITOS DO DERRAME SALTO DO LONTRA

Os pegmatitos que estão encaixados no nível maciço central do derrame Salto do Lontra apresentam granulação média a grossa, estrutura maciça e textura porfirítica, subofítica a intergranular e matriz equigranular. A granulação dos pegmatitos, de forma geral, é cerca de 5 a 10 vezes maior que a dos basaltos encaixantes (Figura 6.10).

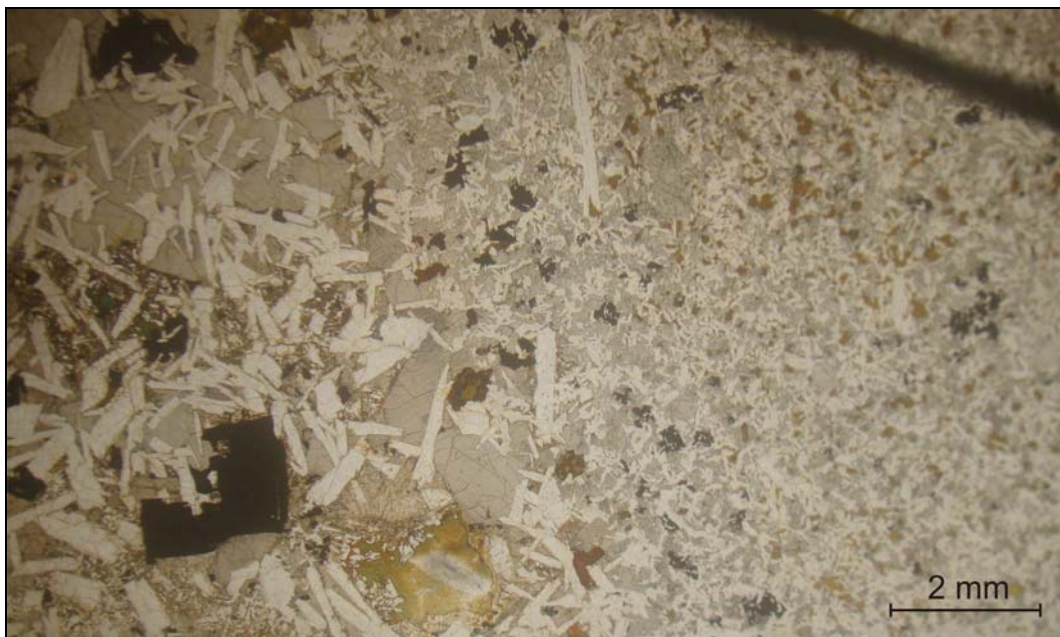


Figura 6.10 – Fotomicrografia capturada em petroscópio óptico (nícois //) exibindo contato irregular e gradacional entre pegmatito (esquerda) e basalto encaixante (direita).

A assembleia mineral destas rochas é constituída por cerca de 45% de andesina, 35-40% de augita, 10-15% de minerais opacos. Em algumas rochas ocorre até 1% de apatita. Também ocorrem grãos de olivina esmequitizados.

Há microcavidades preenchidas principalmente por celadonita e esmectita (Figura 6.11). Em pegmatitos tipo A estas cavidades chegam a representar cerca de 30% da rocha.

Os microfenocristais de plagioclásio são classificados como andesina. Perfazem até 2% da rocha e apresentam dimensões entre 4mm até 8mm em seu eixo maior. São tabulares, geralmente euédricos a subédricos quando exibem limites

relativamente nítidos. A maior parte dos cristais apresenta limites irregulares com aparente corrosão, a exemplo dos cristais de plagioclásio do basalto encaixante. Esta possível corrosão das bordas pode variar de relativamente tênue até bastante pervasiva.

Os cristais de andesina pertencentes à matriz dos pegmatitos têm tamanhos entre 0,5 a 1,5mm, são ripiformes subédricos e exibem, por vezes, contatos mais nítidos e definidos que os microfenocristais. Porções da rocha com relativa maior quantidade de andesina em relação à augita definem a ocorrência, não rara, de textura intergranular (Figura 6.12). É comum a ocorrência de fraturas intragranulares preenchidas por obsidiana cloritizada ou sem preenchimento (Figura 6.13).

Os cristais de andesina do pegmatito tipo B, de forma geral, não apresentam alteração hidrotermal ou supergênica, salvo onde ocorre pouca sericitização. Por outro lado, cristais do tipo A podem apresentar intensa alteração dos limites dos grãos, como corrosão das bordas. Pode ocorrer uma interação entre plagioclásio e augita parcialmente cloritizada semelhante a uma textura mirmequítica (Figura 6.14).

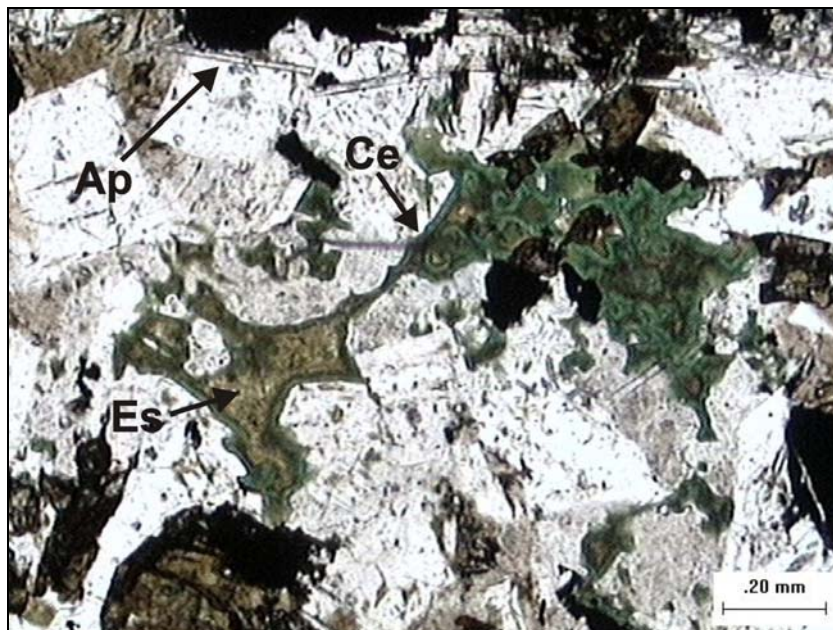


Figura 6.11 – Fotomicrografia em nicóis // mostrando microcavidades com limites irregulares preenchidas por celadonita (Ce) e esmectita (Es). Ocorrem também muitos cristais aciculares de apatita (Ap).

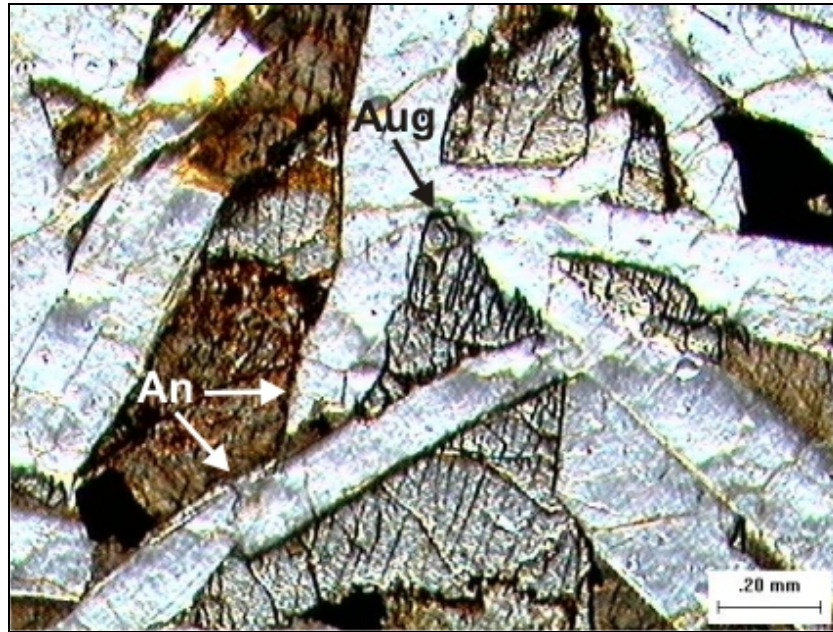


Figura 6.12 – Fotomicrografia em nicóis // mostrando no centro, grão de augita (Aug) envolto por cristais de andesina (An), configurando textura intergranular.

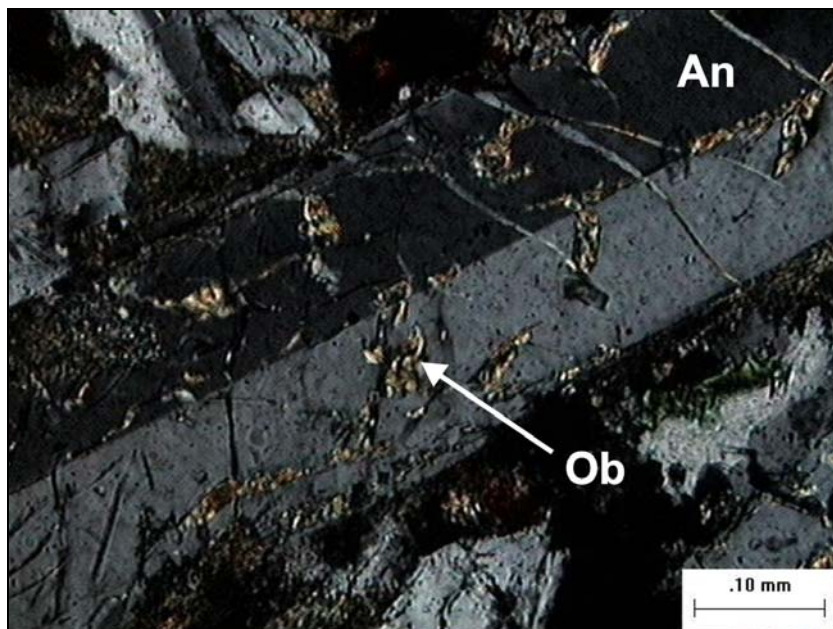


Figura 6.13 – Fotomicrografia em nicóis X mostrando microfenocristal de andesina (An) com limites de grãos irregulares e fraturas intragranulares sem preenchimento ou preenchidas por obsidiana (Ob) cloritizada.

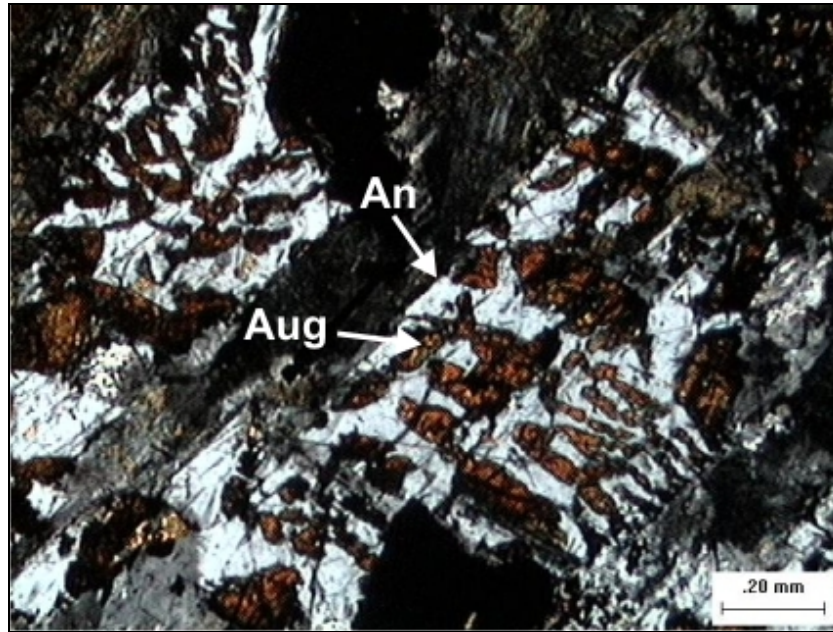


Figura 6.14 – Fotomicrografia em nicóis X mostrando intercrescimento entre cristais de andesina (An) e augita (Aug). Esta interação é semelhante à textura mirmequítica.

Os maiores microfenocristais de augita podem chegar até 1cm de comprimento em seu eixo maior, cerca de dez vezes maiores que os microfenocristais de augita presentes no basalto encaixante. Estes minerais, são anédricos a subédricos, exibem limites irregulares e podem estar parcialmente alterados para clorita. É comum a inclusão de cristais ripiformes de plagioclásio nestes microfenocristais (Figura 6.15).

Na matriz, predominam grãos de augita com cerca de 1mm. Exibem limites irregulares e parcialmente cloritizados (Figura 6.16). Grande parte dos grãos são intensamente fraturados. Estas fraturas podem estar preenchidas por clorita, ou vazias.

Os minerais opacos, a exemplo do que ocorre com os basaltos encaixantes, ocorrem em três populações. A primeira ocorre na matriz com hábitos quadráticos, triangulares, aciculares, prismáticos subédrico a euédrico (provavelmente por se tratar de mais de um tipo). Não apresentam inclusões. Esta população é composta por grãos de tamanhos entre 0,05 a 0,2mm.

A segunda e terceira populações ocorrem às expensas da matriz, crescem englobando os minerais da matriz, com textura claramente poiquilítica, como ocorre no basalto encaixante.

A segunda população é composta por grãos com muitas inclusões de andesina e augita. Os grãos têm hábito quadrático subédrico e granulação entre 0,5 e 1,0mm. Alguns grãos apresentam aparente intercrescimento com grãos de augita.

A terceira população apresenta grãos com tamanhos superiores a 1,0mm, podendo chegar, mais raramente, até 1 cm. Estes grãos além de hábitos quadráticos com textura poiquilitica, exibem também hábito esquelético (Figura 6.17) e acicular (Figura 6.18), provavelmente por se tratar de mais de um tipo de óxido.

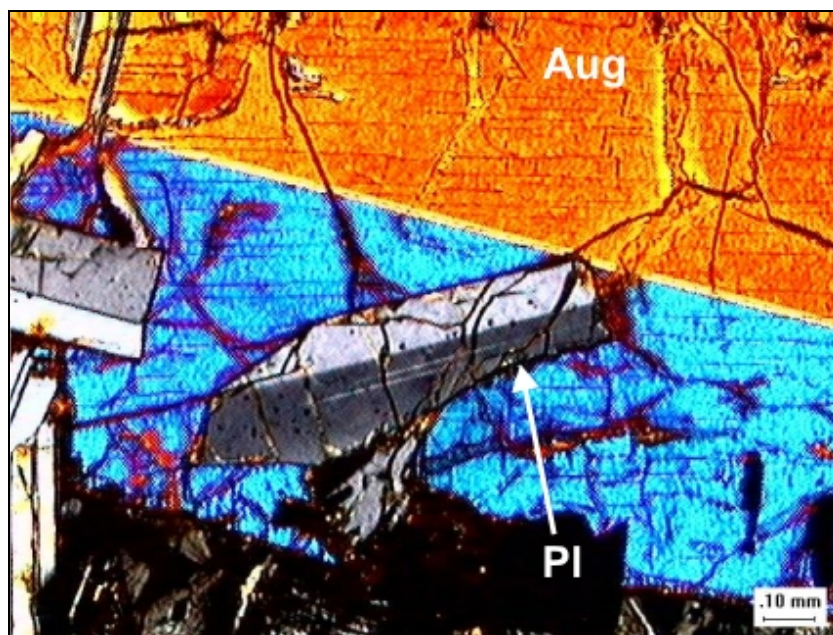


Figura 6.15 – Fotomicrografia em nicóis X mostrando cristal de plagioclásio (PI) ripiforme subédrico incluído em microfenocristal de augita (Aug). Notar fenocristal exibindo limites irregulares e fraturas intragranulares.

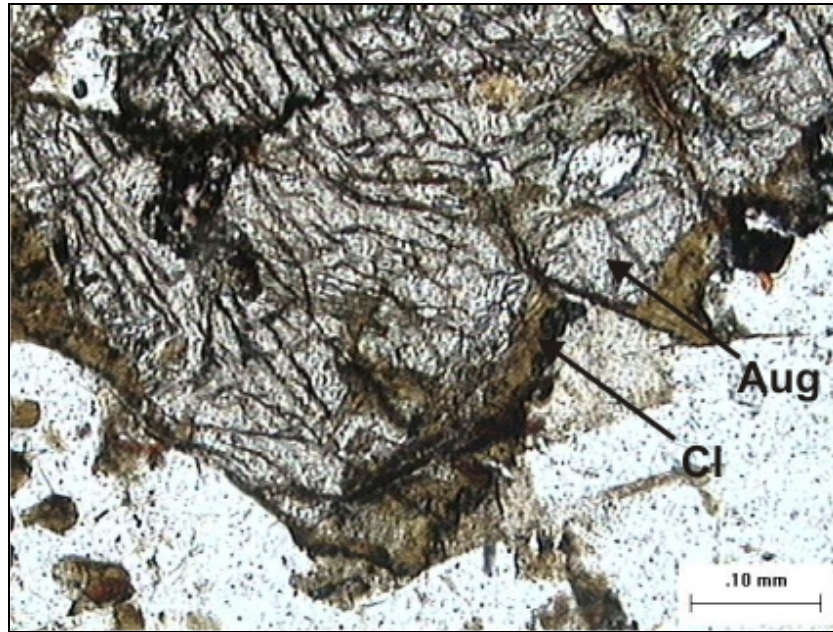


Figura 6.16 – Fotomicrografia em nicóis // mostrando grão de augita (Aug) intensamente fraturado com limites irregulares, parcialmente alterada para clorita (Cl).

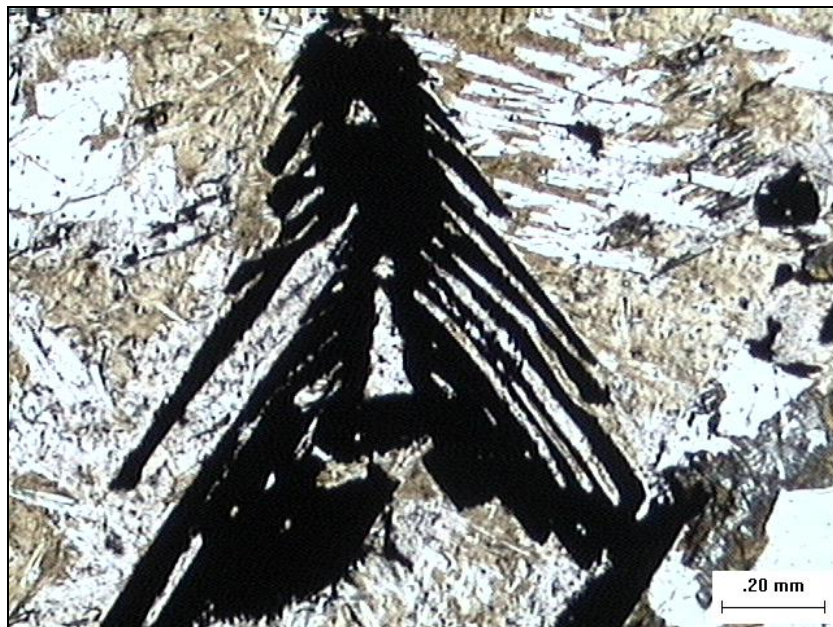


Figura 6.17 – Fotomicrografia em nicóis // mostrando mineral opaco da terceira população com hábito esquelético.

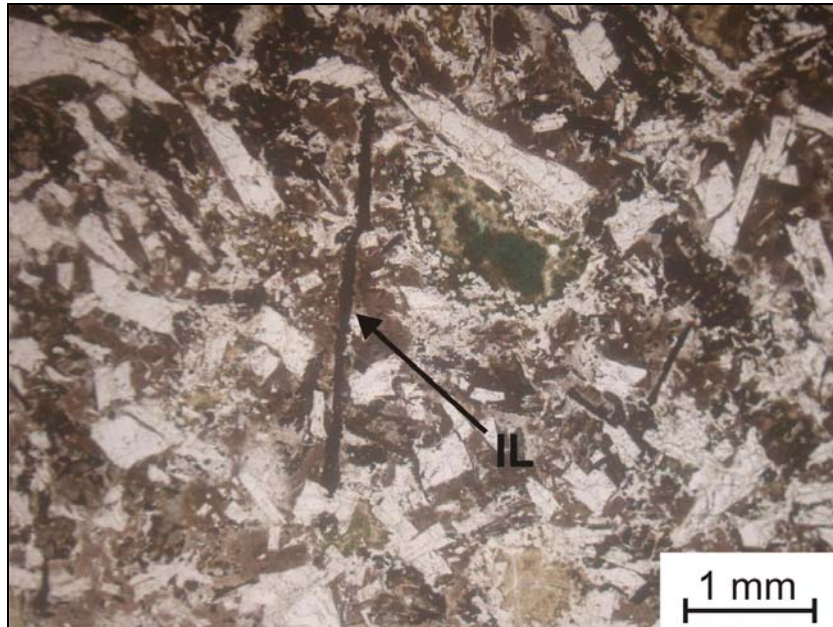


Figura 6.18 – Fotomicrografia capturada em petroscópio (nicóis //), mostrando mineral opaco da terceira população com hábito acicular, provavelmente ilmenita (IL).

6.3 METALOGRAFIA DOS BASALTOS DO DERRAME SALTO DO LONTRA

Os basaltos que compõem o nível maciço central do derrame Salto do Lontra apresentam minerais metálicos de granulação fina a média. A assembleia de minerais metálicos é constituída principalmente por óxidos: magnetita, ilmenita e hematita. Ocorrem, subordinadamente, prováveis sulfetos rosa avermelhado, não identificados opticamente.

Todas as fotomicrografias apresentadas neste e no próximo item foram capturadas em microscópio petrográfico de luz refletida, utilizando-se um filtro amarelo e um filtro azul, com exceção da Figura 6.25 que foi capturada utilizando-se dois filtros azuis.

Os óxidos, como já foi apresentado nos itens 4.1 e 4.2, apresentam três populações.

A primeira população de óxidos é composta por grãos de granulometria entre 0,05 a 0,1 mm e não apresentam inclusões. Têm brilho metálico a sub-metálico. Dois minerais são identificados quanto à cor. O primeiro, cinza médio com tinta castanha, é definido como magnetita, com hábito quadrático, triangular e losangular euédrico a subédrico. O segundo mineral, cinza-acastanhado com tinta rosada, é definido como

ilmenita e tem hábito hexagonal, prismático curto e acicular, subédrico a euédrico. O poder refletor de ambos é semelhante, em média de 19 a 21.

Não se observam intercrescimentos nos óxidos desta população, que não raro, apresentam martitização irregular e formação de hematita, em limites de grão e planos de microfraturas irregulares (Figura 6.19). A hematita é definida pela sua cor característica cinza esbranquiçada com tinta azulada e poder refletor relativamente maior que os da magnetita e ilmenita, o que deixa o mineral mais brilhante.

A segunda e terceira populações dos óxidos apresentam textura poiquilítica, e são diferenciadas pela dimensão dos grãos. Grãos com tamanho entre 0,1 a 0,4mm são considerados pertencentes à segunda população. Quando maiores que 0,5mm, pertencem à terceira população. Esta última possui grão com tamanhos de até 1,2mm.

Os óxidos pertencentes a estas populações possuem normalmente brilho metálico a sub-metálico e relativo baixo poder refletor, já mencionado. Magnetita e ilmenita são identificadas, intercrescidas ou não. Aparentemente, a maior parte dos óxidos é magnetita, que apresenta hábito quadrático a composto quadrático-triangular subédrico. Ocorrem microfraturas intragranulares preenchidas por hematita (Figura 6.20) ou sem preenchimento. Também é comum o intercrescimento lamelar e aparentemente regular de ilmenita (Figura 6.21). Intercrescimento de magnetita em ilmenita pôde ser observado pela alteração para hematita (Figura 6.22).

O mineral rosa avermelhado é definido como sulfeto pelo poder refletor ser maior aos dos óxidos estudados. É isótropo e tem hábito quadrático subédrico a euédrico a hábito granular anédrico e cerca de 0,03mm. Estes minerais podem estar na matriz da rocha (Figura 6.23), ou em aparente associação com os óxidos. Ocorre também a inclusão deste sulfeto em grãos de magnetita e ilmenita (Figura 6.24).

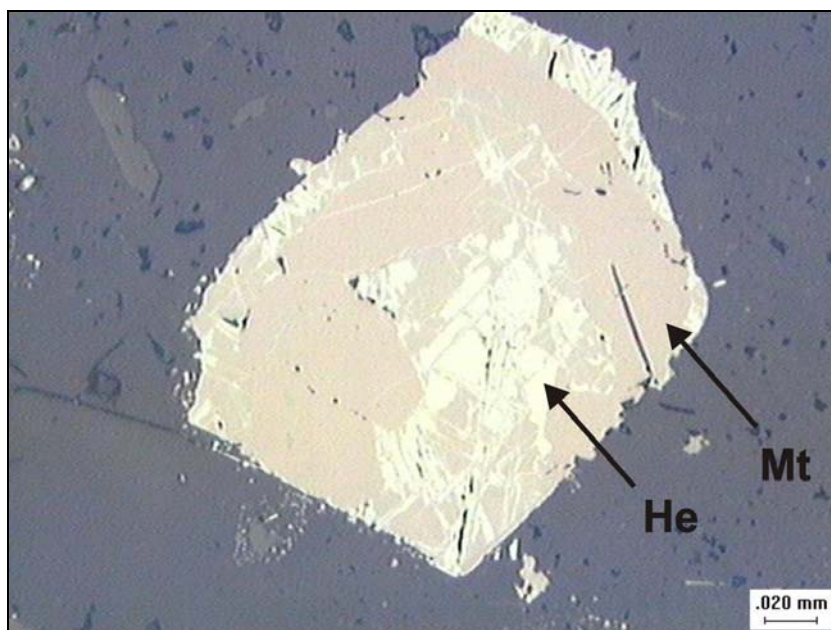


Figura 6.19 – Grão de magnetita da primeira população (castanha) apresentando martitização intensa. Formação de hematita cinza claro a branco (He) a partir da magnetita (Mt).

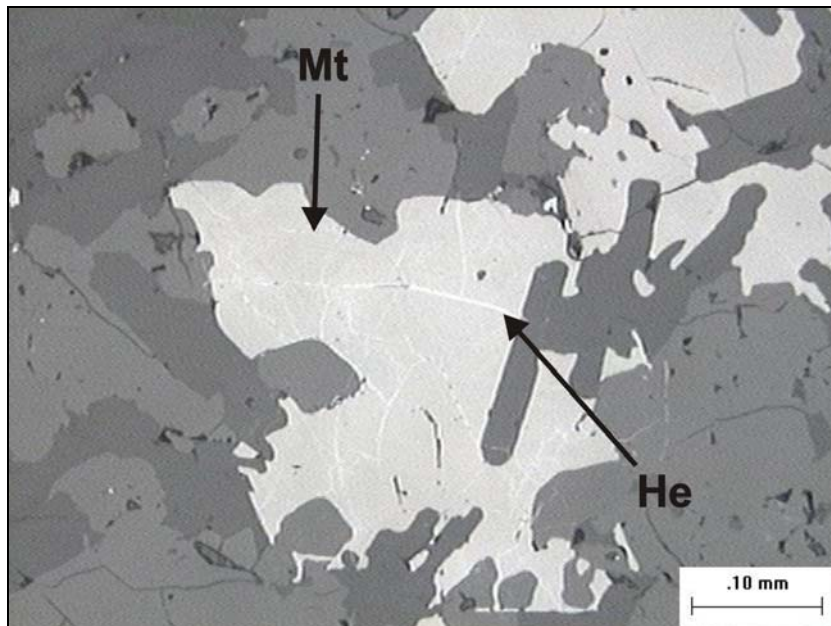


Figura 6.20 – Grão de magnetita anédrico (Mt) da segunda população. Notar várias microfraturas intragranulares preenchidas por hematita (He).

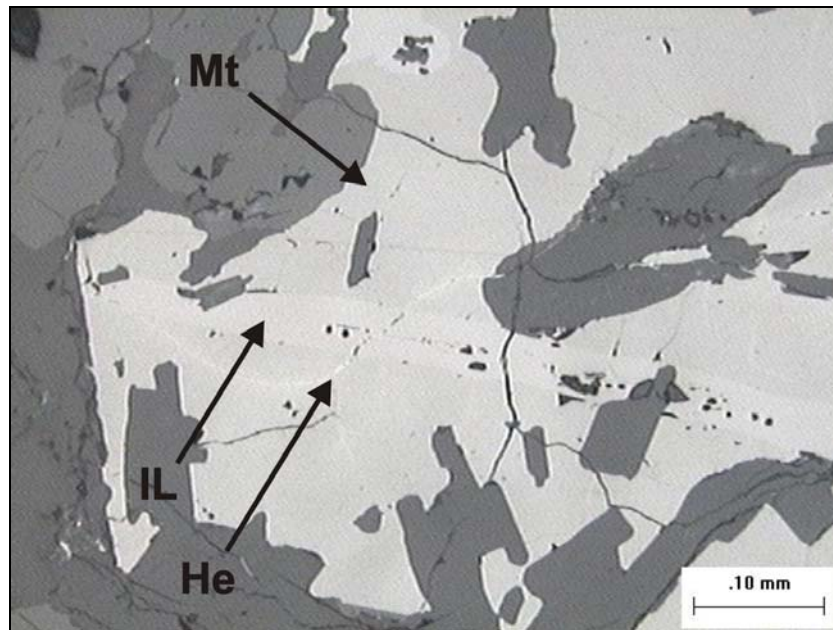


Figura 6.21 – Grão de magnetita anédrico (Mt), da terceira população. Ocorre ainda intercrescimento lamelar e aparentemente regular de ilmenita (IL), diferenciada na parte central. Exibe também microfraturas intragranulares preenchidas por hematita ou vazias.

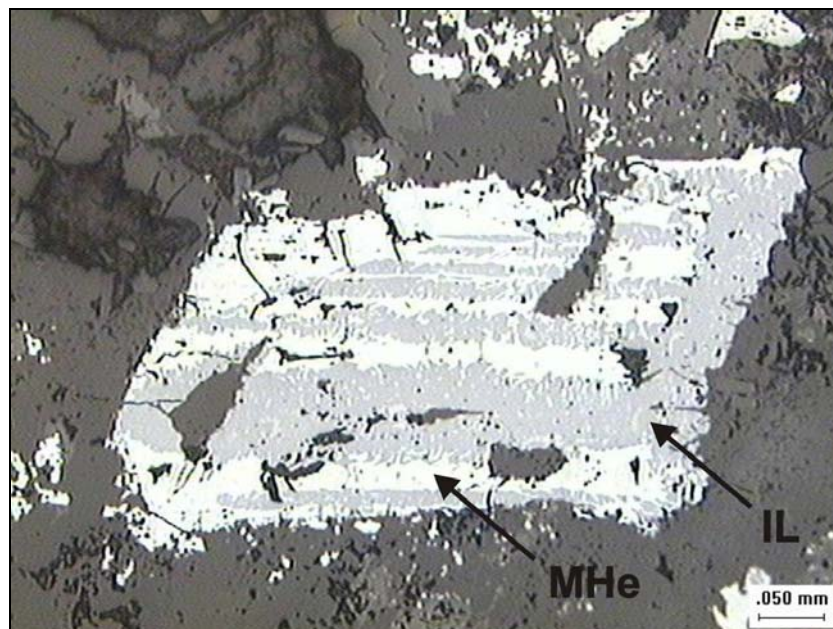


Figura 6.22 – Grão de ilmenita (IL) prismático a hexagonal subédrico, da segunda população apresentando intercrescimento lamelar de magnetita hematizada (MHe). Esta ocorre também no limite do grão.

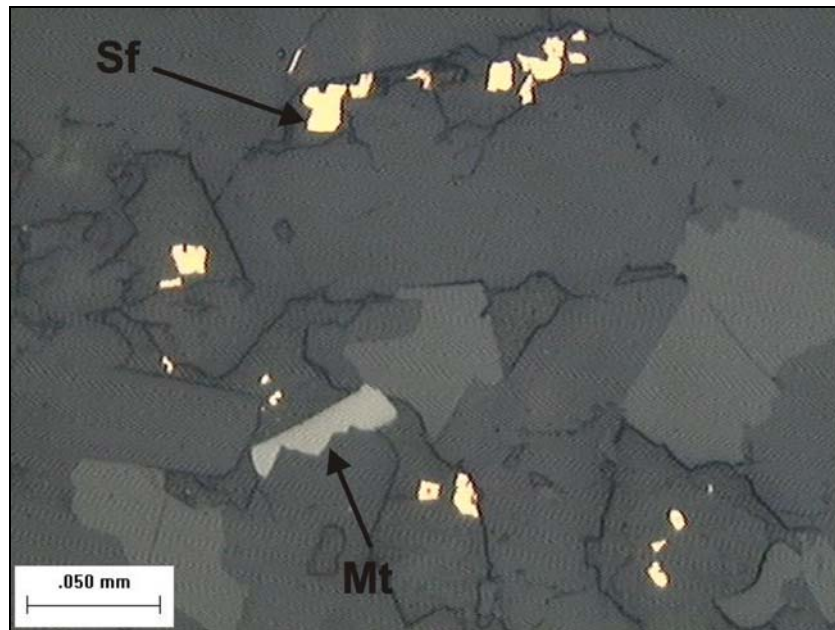


Figura 6.23 – Grãos quadráticos subédricos a anédricos de sulfeto rosa avermelhado com tinta amarela (Sf). Notar poder refletor dos sulfetos maior que do grão de magnetita da primeira população (Mt).

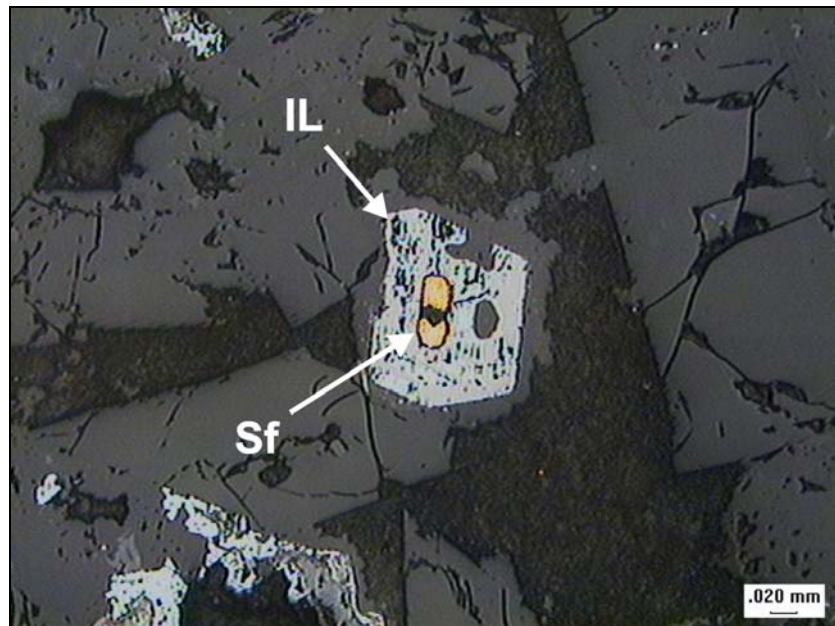


Figura 6.24 – Sulfeto rosa avermelhado (Sf) prismático com limites arredondados incluso em grão secundário hexagonal de ilmenita (IL).

6.4 METALOGRAFIA DOS PEGMATITOS DO DERRAME SALTO DO LONTRA

Os pegmatitos do derrame Salto do Lontra apresentam minerais metálicos de granulação fina a grossa. A assembleia de minerais metálicos é semelhante à encontrada nos basaltos encaixantes e constituída, principalmente, por magnetita, ilmenita e hematita. Também ocorre o sulfeto rosa avermelhado.

A primeira população de óxidos é representada por grãos de tamanhos entre 0,05 a 0,2mm. Ocorrem na matriz ou inclusos em outros minerais. São geralmente quadráticos a prismáticos, subédricos a euédricos e não apresentam inclusões (Figura 6.25). O hábito e a leve diferença de tonalidade continua diferenciando a magnetita da ilmenita, sempre mais acastanhada. É mais raro observar martitização ou ocorrência de intercrescimento lamelar nesta população.

A segunda população de óxidos apresenta granulometria entre 0,5 e 1,0mm, e grãos poiquilíticos. O óxido mais frequente é a magnetita. A ilmenita ocorre frequentemente como inclusão ou intercrescida à magnetita (6.26) e apresenta-se anisótropa, com geminações lamelares. Microfraturas intragranulares são comumente preenchidas por hematita.

A terceira população é representada por óxidos com tamanhos superiores a 1,0mm, podendo chegar mais raramente até 1cm. Há grãos com hábito esquelético e texturas de intercrescimento comuns. Ocorre, não raro, ilmenita com hábito acicular e exemplares que podem chegar até 1 cm de comprimento.

Os minerais da terceira população apresentam cor cinza claro, brilho metálico e poder refletor notadamente mais alto que nas outras populações, provavelmente com processos de martitização intensa.

A textura esquelética é mais comum nos grãos da terceira população e ocorre em diferentes padrões (Figuras 6.27 e 6.28). Esta textura ocorre principalmente em magnetita/ilmenita da terceira, porém pode ocorrer em magnetita da segunda população.

Os sulfetos encontrados nos pegmatitos são bastante semelhantes aos do basalto encaixante. O sulfeto rosa avermelhado ocorre como grãos muito pequenos quadráticos a prismáticos subédricos a anédricos (tamanhos entre 0,02 e 0,05mm). São encontrados preferencialmente na matriz dos pegmatitos ou próximos dos óxidos (Figura 6.29). São mais raras as inclusões destes minerais em magnetita.

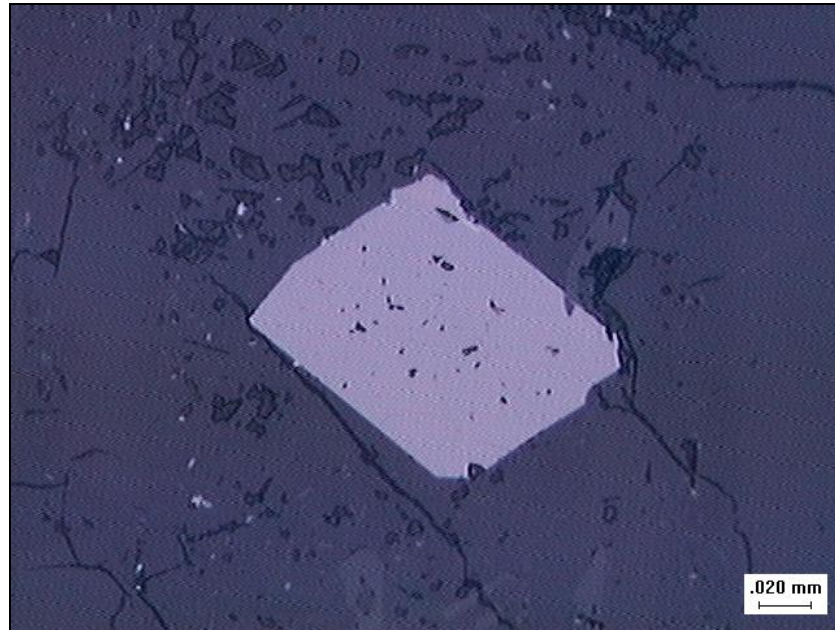


Figura 6.25 – Grão de ilmenita prismático curto da primeira população. Notar tinta rosada na cor acastanhada.

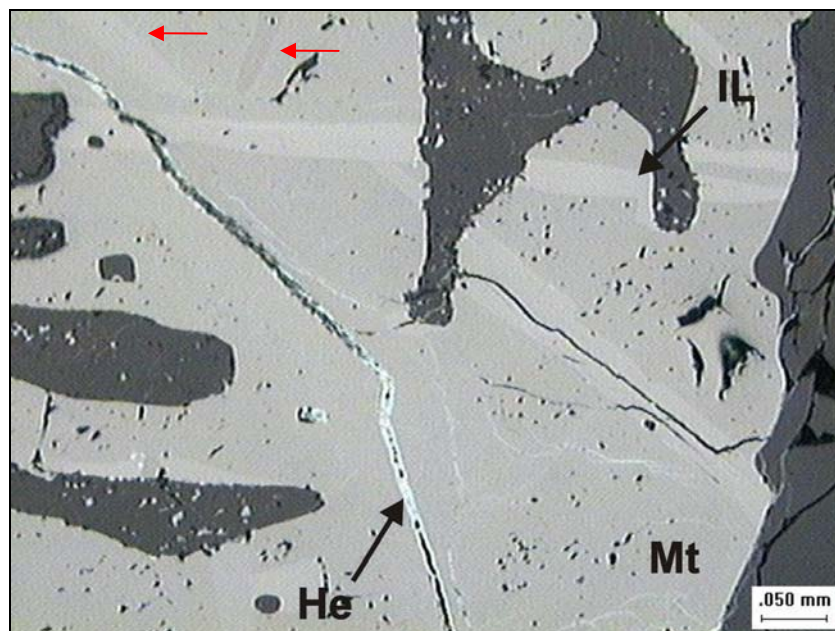


Figura 6.26 – Grão de magnetita (Mt) da segunda população. Ilmenita como intercrescimento lamelar em mais de uma orientação. As flechas vermelhas mostram a geminação lamelar da ilmenita, evidenciada pela mudança de cor de cinza claro para cinza escuro e sua anisotropia. Ocorrem microfraturas intragranulares preenchidas por hematita (He). Notar tinta azulada da hematita.

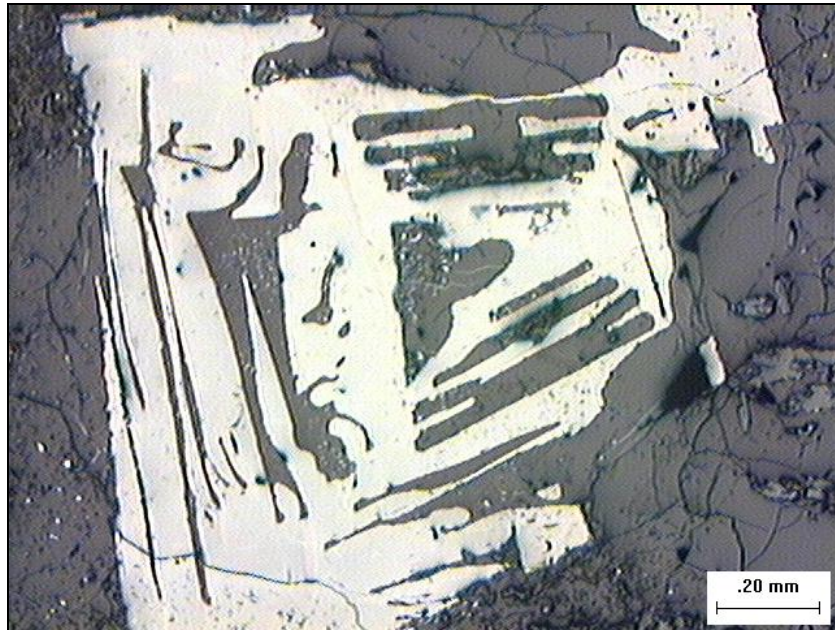


Figura 6.27 – Magnetita hematizada da terceira população, intercrescida com mineral transparente, apresentando hábito esquelético diferenciado. O mineral transparente ocorre ao longo das linhas de crescimento da magnetita.



Figura 6.28 – Magnetita hematizada da terceira população, exibindo hábito esquelético desenvolvido.

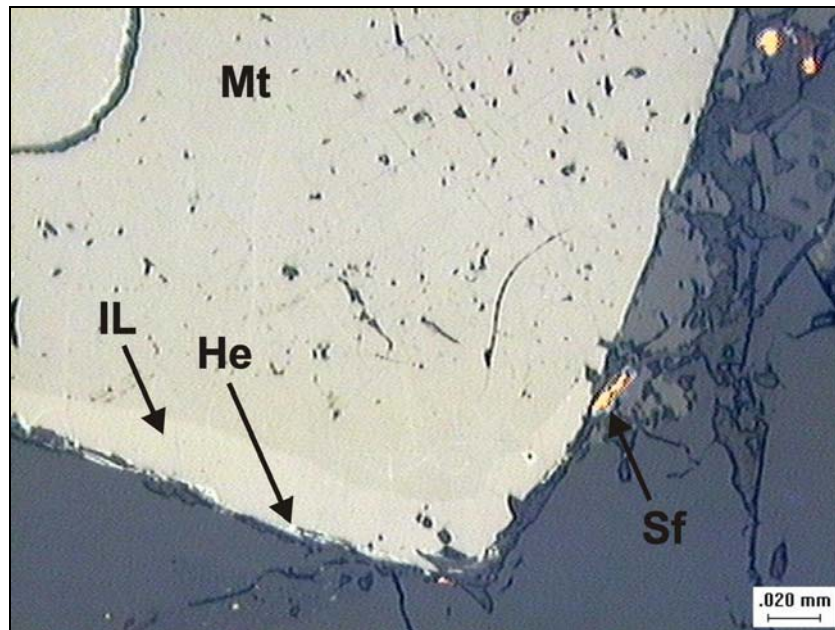


Figura 6.29 – Grãos de sulfeto rosa avermelhado (Sf) próximos dos limites de grão primário de magnetita (Mt) com borda de ilmenita (IL) e borda mais externa muito fina hematitizada (He).

7. CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA DAS ROCHAS DO DERRAME SALTO DO LONTRA

Neste capítulo serão discutidos os resultados de análises químicas de vinte amostras de rochas do derrame Salto do Lontra, entre estas encontram-se 11 amostras de basalto e 9 de pegmatitos. As rochas foram submetidas a tratamentos analíticos por fluorescência de raios X para os elementos maiores e plasma ICP-MS para os elementos traço e terras raras. As amostras foram analisadas no laboratório ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD, Vancouver, Canadá.

7.1 ÓXIDOS

Foram analisados os óxidos: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$, Na_2O , K_2O , CaO , MgO , MnO e P_2O_5 . O valor de $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ foi transformado em $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, aplicando-se a razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}=0,2$ de acordo com Middlemost (1989). Os valores dos óxidos obtidos nas análises químicas foram recalculados para a base anidra, em porcentagem peso, seguindo a norma CIPW. Os valores dos óxidos utilizados para a construção dos gráficos que seguirão neste texto pode ser visualizados na Tabela 1 (Anexo I) juntamente com os valores de LOI (*Lost On Ignition*) e mg^* ($\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$).

Todas as rochas são supersaturadas em SiO_2 com quartzo normativo variando de 0,74 a 13,86%, e duas rochas com olivina normativa 0,46 e 0,56%. Os demais minerais normativos são plagioclásio (entre 35,07 – 44,77%), ortoclásio (entre 4,67 – 15,13%), diopsídio (entre 9,08 – 24,36%), hiperstênio (entre 15,98 – 18,61%), ilmenita (entre 4,22 – 6,15%), magnetita (entre 4,05 – 5,05%) e apatita (entre 0,49 e 1,23%).

7.1.1 Classificação das rochas

Os diagramas de classificação utilizados são o AFM ($(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) \times (\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3) \times \text{MgO}$) de Irvine & Baragar (1971), diagrama de Jensen ($\text{Al} \times ((\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})+\text{Ti}) \times \text{Mg}$) de Jensen (1976), o TAS ($(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) \times \text{SiO}_2$), Le Maitre

(1989), e o R_1R_2 ($R_1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ x $R_2=6Ca+2Mg+Al$, de De La Roche *et al.* (1980).

Nos diagramas AFM e de Jensen (Figura 7.1) todas as rochas fazem parte do campo da série magmática toleítica. É possível observar, nestes diagramas, que as rochas apresentam tendência ao enriquecimento em FeO_t , principalmente para as rochas do grupo dos pegmatitos.

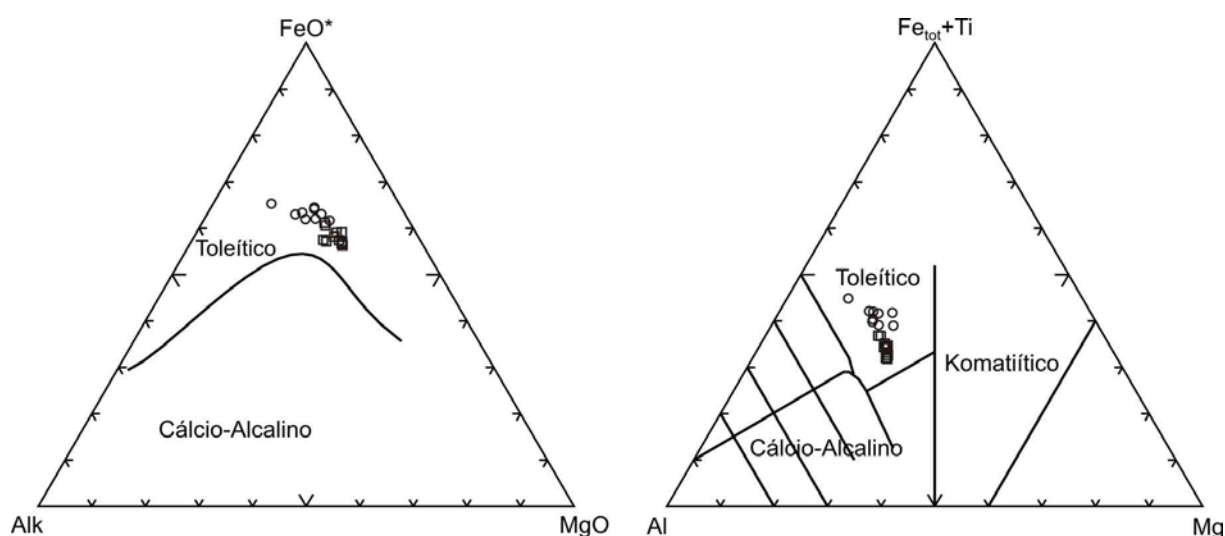


Figura 7.1 – Diagramas AFM e de Jensen para as rochas do derrame Salto do Lontra. Os quadrados indicam amostras de basaltos e os círculos amostras de pegmatitos.

No diagrama TAS, de Le Maitre (1989), todas as amostras de basalto concentram-se no campo do basalto, quatro amostras de pegmatito no campo do basalto, três no andesito basáltico e uma no campo do andesito (Figura 7.2). Estes campos correspondem à série magmática sub-alcálica toleítica.

No diagrama R_1-R_2 , de De La Roche *et al.* (1980) é possível observar melhor a individualização das rochas do grupo dos basaltos e dos pegmatitos (Figura 7.3). As rochas do grupo do basalto concentram-se no campo do basalto e as rochas dos pegmatitos situam-se principalmente no campo do andesi-basalto. Há três amostras de pegmatito que destoam da maioria, uma menos diferenciada que localiza-se no campo do basalto e duas mais diferenciadas que localizam-se nos campos lati-andesito e dacito.

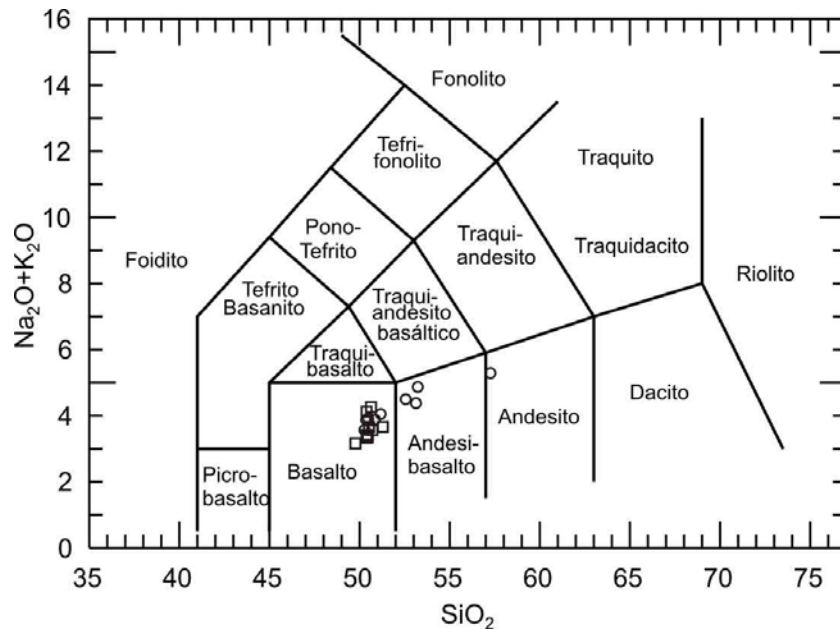


Figura 7.2: Diagrama Total álcalis X Sílica (Le Maitre, 1989), para as rochas do derrame Salto do Lontra. Símbolos como na Figura 7.1.

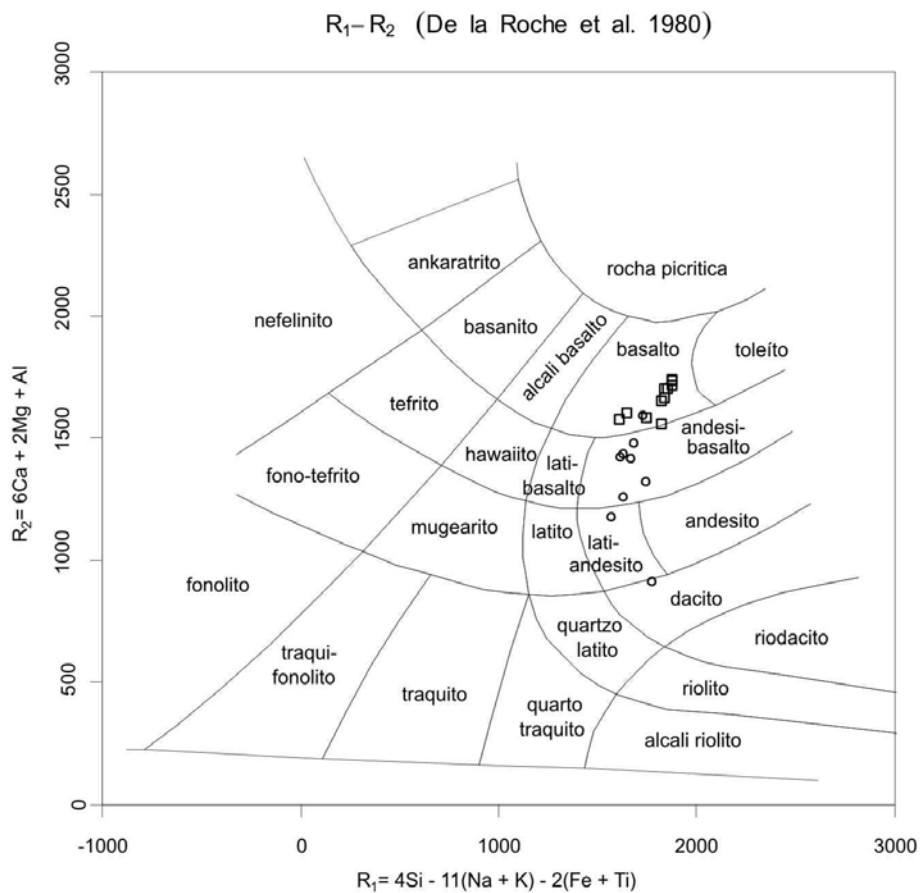


Figura 7.3: Diagrama de classificação de rochas vulcânicas, usando os parâmetros R_1 e R_2 de De La Roche *et al.* (1980), para as rochas do derrame Salto do Lontra. Cálculo a partir das proporções de milicaciones. Símbolos como na Figura 7.1.

7.1.2 Diagramas de variação

Os valores de mg^* ($MgO/(MgO+FeO)$) *versus* o conteúdo de FeO também permitem a individualização de 2 grupos distintos de rochas, conforme pode ser observado no diagrama da Figura 7.4. O grupo dos basaltos é relativamente mais empobrecido em ferro quando comparado com o grupo dos pegmatitos e o mg^* dos basaltos situa-se entre 0,4 e 0,3, enquanto os pegmatitos possuem mg^* abaixo de 0,3, a exceção de uma amostra.

Nas rochas do derrame Salto do Lontra o MgO ocorre em teores variando de 2,41 – 6,39%, enquanto o teor de SiO₂ apresenta variação entre 49,77 – 53,23%, com exceção de uma rocha, mais diferenciada, que possui teor de sílica igual a 57,26%.

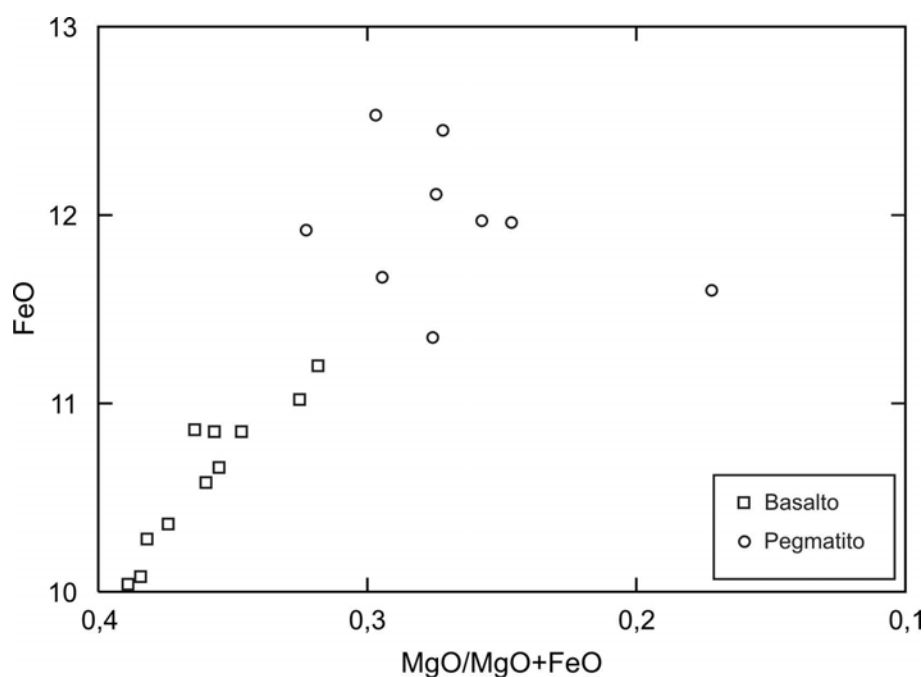


Figura 7.4: O diagrama $mg^* \times FeO$ define a individualização de 2 grupos de rochas para o derrame Salto do Lontra.

Para a confecção dos diagramas de variação, tipo Fenner (Figura 7.5), utiliza-se o MgO, em escala invertida, como índice fracionante, pois este índice favorece uma melhor distribuição das amostras nos gráficos.

Todas as rochas analisadas são consideradas, segundo classificação de Peate (1989), como alto titânio, com TiO₂ > 2%.

Os diagramas definem, em linhas gerais, para todo o grupo de rochas, uma tendência de enriquecimento em SiO_2 , TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$, Na_2O , K_2O , e P_2O_5 , enquanto o Al_2O_3 e o CaO apresentam tendência de empobrecimento em relação à diminuição de MgO , os valores de MnO não mostram tendência clara.

As amostras do grupo dos basaltos apresentam tendência mais linear para o enriquecimento dos óxidos, enquanto há maior dispersão nas amostras do grupo dos pegmatitos.

O grupo dos basaltos apresenta a maior parte das rochas com mais baixos teores de SiO_2 e os menores teores em TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$, Na_2O e P_2O_5 . Por outro lado são as rochas mais ricas em MgO , CaO e Al_2O_3 .

A diminuição de Al_2O_3 e CaO concomitante com o MgO das amostras do grupo do basalto para o grupo dos pegmatitos, pode estar relacionado com o fracionamento de plagioclásio e piroxênio durante a cristalização destas rochas.

Há enriquecimento de TiO_2 e $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ nos pegmatitos, fator que pode estar relacionado ao relativo aumento percentual de magnetita e ilmenita nestas rochas.

O enriquecimento de FeO_t juntamente com o enriquecimento de SiO_2 , Na_2O e K_2O , pode estar relacionado à celadonita de amígdalas presente nos pegmatitos ou à mudança na composição do plagioclásio, não observada na petrografia.

Nos diagramas observam-se tendências aproximadamente lineares de correlação entre os pontos para CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 . Para TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ o melhor ajuste dos pontos é definido por curvas polinomiais.

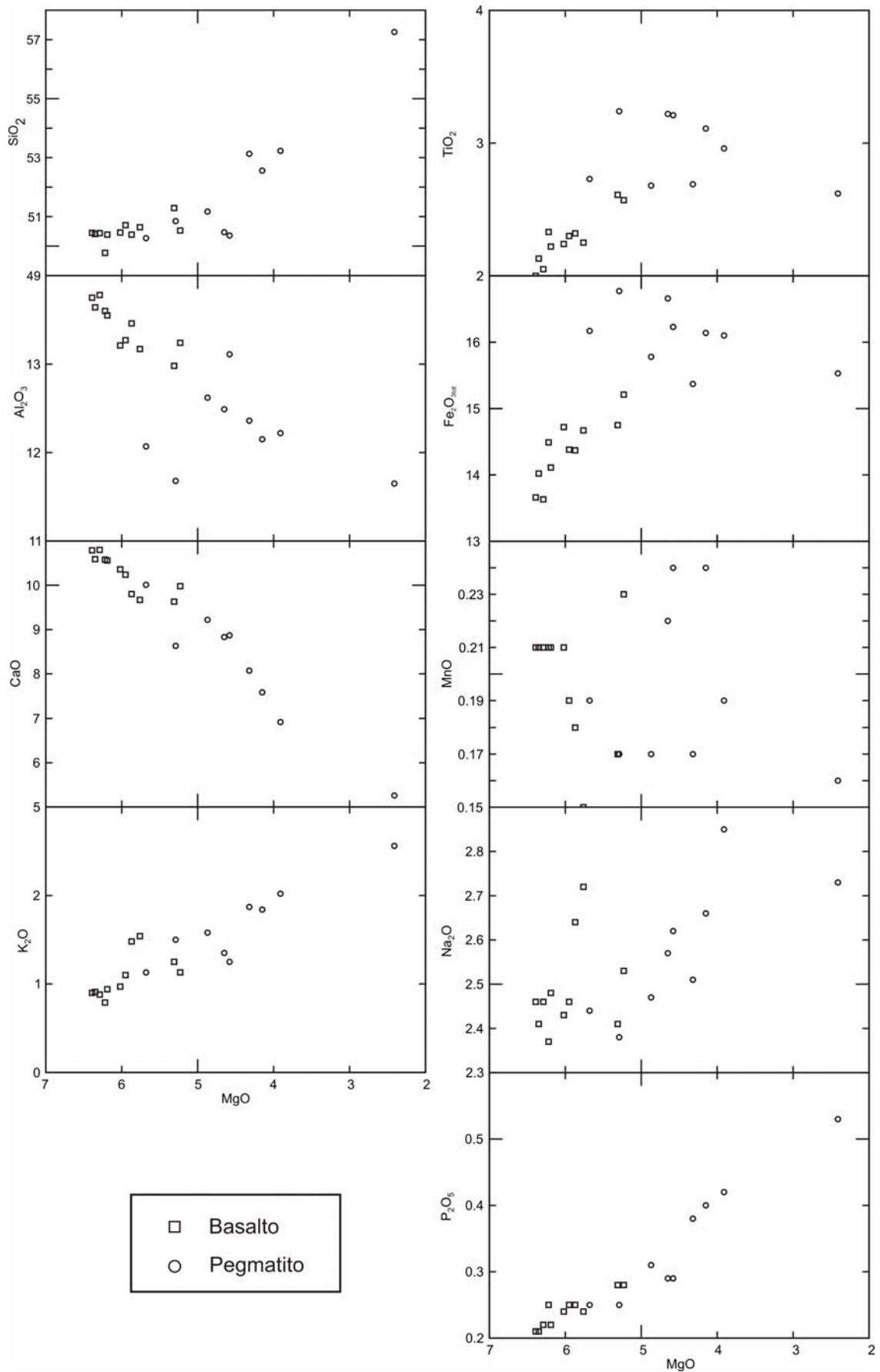


Figura 7.5: Diagramas de variação, para óxidos maiores, utilizando MgO como índice fracionante para as rochas do derrame Salto do Lontra.

7.2 ELEMENTOS TRAÇO E TERRAS RARAS

Todas as amostras analisadas em relação aos óxidos, são aqui estudadas em relação aos seus elementos traço e terras raras, com o objetivo de se melhor compreender a origem e evolução magmática a qual estas rochas foram submetidas.

Pode-se observar na Figura 7.6 que, segundo a classificação de Peate (1989), as rochas do derrame Salto do Lontra são consideradas como tipo Pitanga.

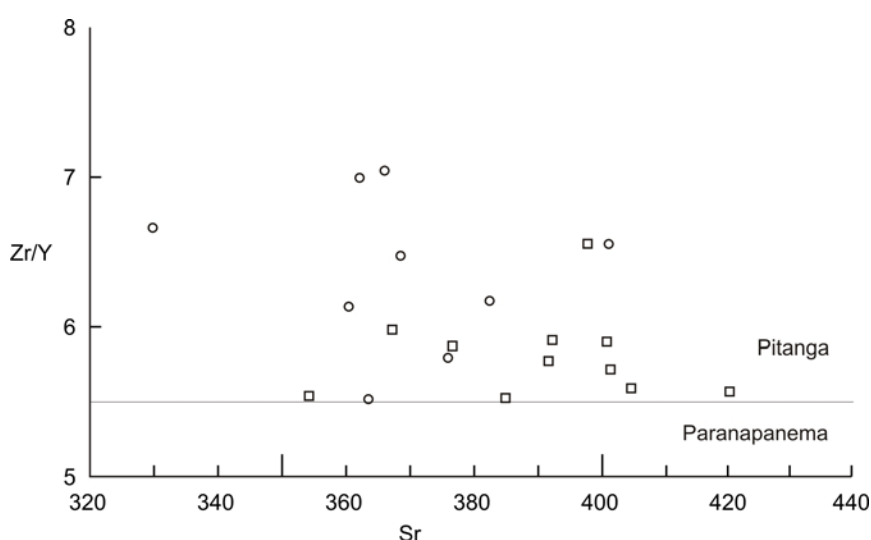


Figura 7.6: Variações de Zr/Y e Sr das rochas do derrame Salto do Lontra. A linha horizontal delimita os campos correspondentes aos tipos Pitanga e Paranapanema (segundo Peate, 1989). Símbolos como na Figura 7.1.

7.2.1 Diagramas de variação

Em alguns diagramas de variação também é possível identificar a divisão dos dois grupos de rochas, conforme a individualização proposta com base na petrografia, também observada na distribuição dos óxidos, também ocorre diferenciação dos elementos traço entre as rochas do grupo dos basaltos e dos pegmatitos.

A Figura 7.7 mostra que as rochas do grupo dos basaltos possuem os maiores valores de Ni (39,9 – 76 ppm) e Cr (52 – 86 ppm), e os menores valores para Rb (15,2 – 40 ppm). As rochas do grupo dos pegmatitos apresentam os menores valores para Ni (4,7 – 49,9 ppm) e Cr (1 – 40 ppm), e os maiores para Rb

(26,6 – 61,2 ppm). Embora haja maior número de amostras de pegmatitos com teores mais baixo de Sr, há grande dispersão nos valores deste elemento.

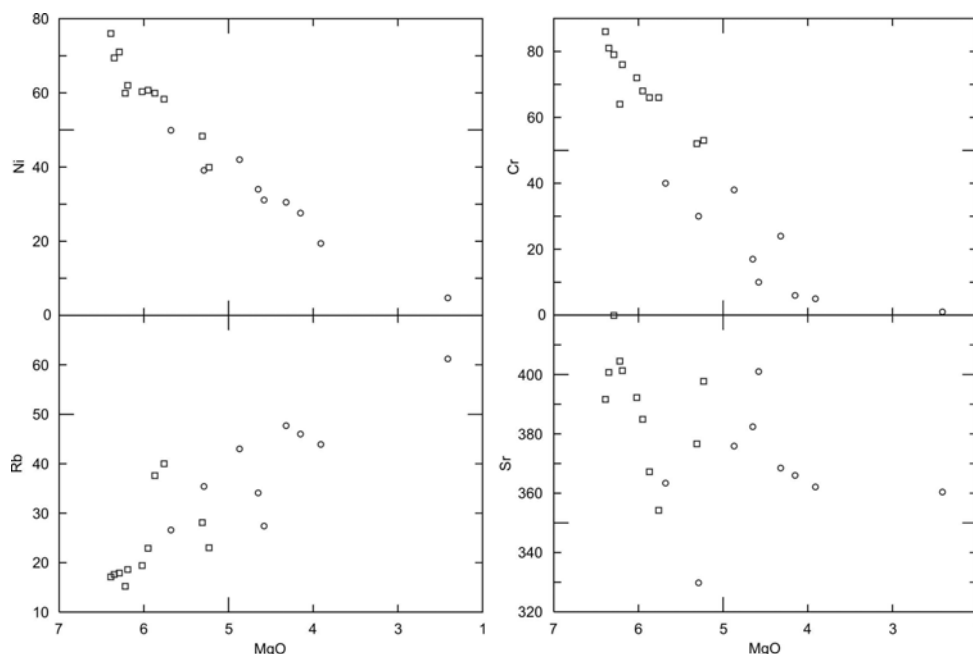


Figura 7.7: Diagramas de variação para os elementos Ni, Cr, Rb e Sr, utilizando MgO como índice fracionante para as rochas do derrame Salto do Lontra. Símbolos como na Figura 7.1.

Analisando-se os diagramas da Figura 7.7, nos quais o MgO é o índice fracionante, observa-se a diminuição linear de Cr e Ni (Figura 6.7) concomitante à diminuição de MgO, fator que pode estar relacionado ao fracionamento de piroxênio durante a evolução do magma. Há distribuição menos ordenada do Sr em relação ao MgO, com leve tendência à diminuição deste elemento. Provavelmente relacionada ao fracionamento do plagioclásio. O enriquecimento em Rb concomitante ao enriquecimento de potássio pode estar relacionado com a presença de celadonita nas amostras de pegmatito.

A Figura 7.8 mostra as rochas do grupo dos basaltos com teores relativamente empobrecidos em Ba (285 – 380 ppm) e Pb (2,96 – 3,7). As rochas do grupo dos pegmatitos, mais ricas, possuem teores de Pb entre 3,12 e 7,68 ppm, e de Ba entre 305 e 663 ppm.

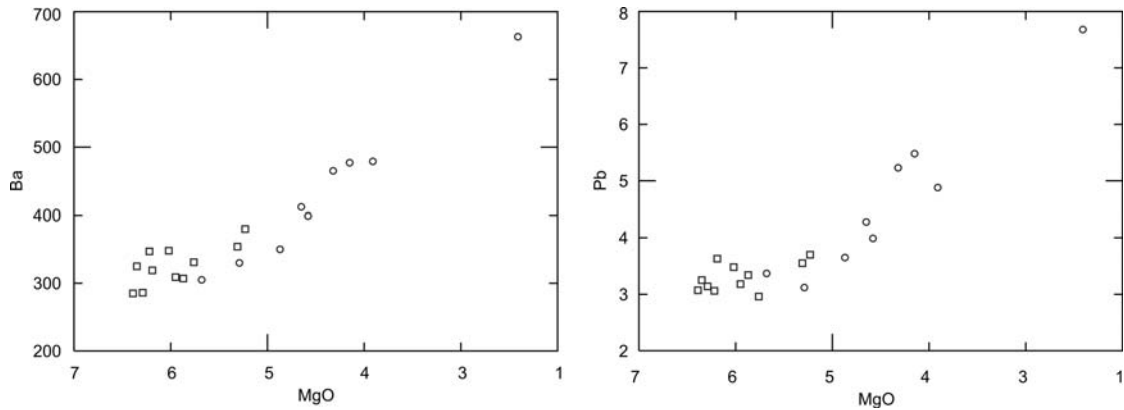


Figura 7.8: Diagramas de variação para os elementos Ba e Pb para as rochas do derrame Salto do Lontra. Símbolos como na Figura 7.1.

Nos diagramas da Figura 7.9 as rochas do grupo dos basaltos mostram os valores mais baixo de Nb (12,3 – 16,3 ppm), Y (24,2 – 30 ppm), Hf (3,5 – 5,2 ppm) e Zr (140,9 – 184,9 ppm). Os pegmatitos são mais enriquecidos nestes elementos, possuem entre 14,7 e 32 ppm de Nb, 27,7 e 58,8 de Y, 4,2 e 9,5 de Hf e 167,3 e 360,6 de Zr.

É possível observar, nestes diagramas, que há tendência aproximadamente linear de enriquecimento em elementos incompatíveis das rochas do grupo dos basaltos para o grupo dos pegmatitos.

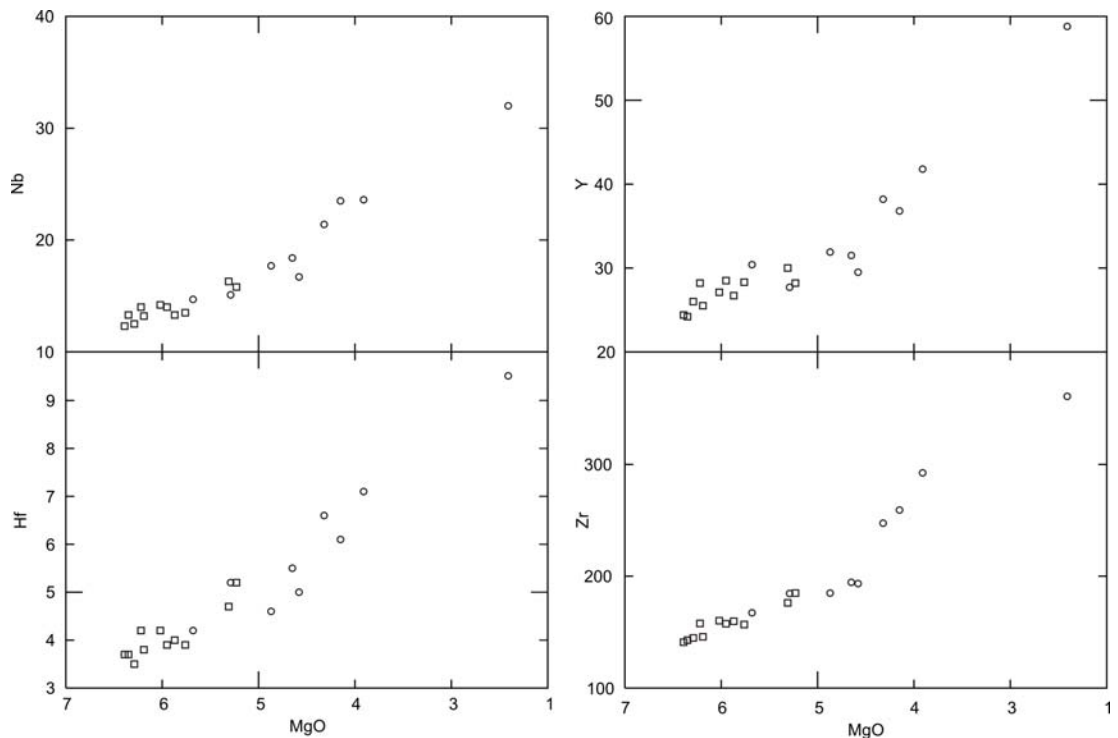


Figura 7.9: Diagramas de variação para elementos traço Nb, Y, Hf e Zr, utilizando MgO como índice fracionante para as rochas do derrame Salto do Lontra. Símbolos como na figura 6.1.

7.2.2 Diagramas de distribuição de ETR e multielementares

As rochas analisadas nos diagramas de distribuição de ETR (*spidergrams*) foram normalizadas pelo condrito de Sun & McDonough (1989). A assinatura geoquímica destas rochas (Figura 7.10), é de forma geral, muito semelhante e define padrão retilíneo com enriquecimento significativo dos ETR leves em relação aos pesados, onde a razão La/Lu_n varia de 5,55 a 7,02. Pode-se observar um fracionamento pouco expressivo para todo o grupo de rochas, onde o La varia de 80 a 113 mais enriquecido que o condrito. Ainda assim as rochas do grupo dos pegmatitos apresentam as maiores concentrações de ETR.

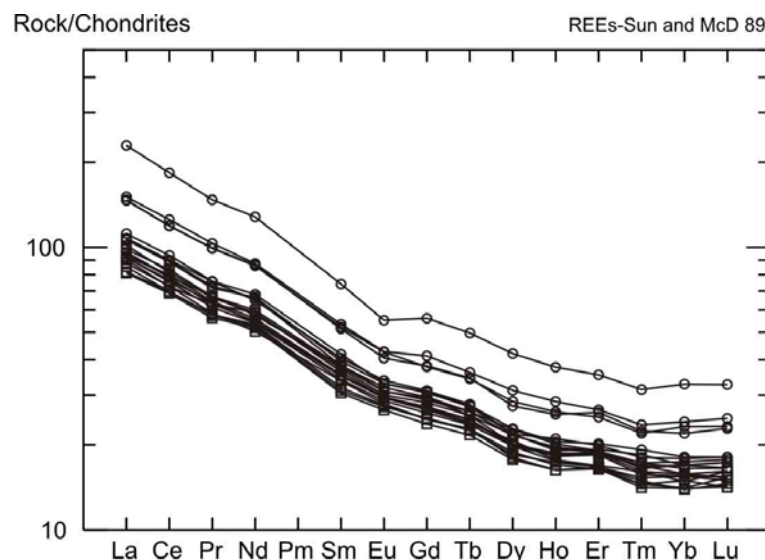


Figura 7.10: Diagrama de distribuição dos elementos terras raras para as rochas do derrame Salto do Lontra. Símbolos como na Figura 7.1.

Foram construídos diagramas de distribuição de ETR para o grupo dos basaltos e dos pegmatitos separadamente (Figura 7.11), a fim de obter melhor visualização das diferenças na assinatura geoquímica dos dois grupos de rochas estudados.

Analisando estes diagramas pode-se melhor observar a distribuição dos elementos. As rochas do grupo dos basaltos possuem assinatura muito semelhante e menor enriquecimento em ETRs, onde o La varia de 80 a 102 vezes o valor do

condrito. O enriquecimento de ETRs é mais marcante nas rochas do grupo dos pegmatitos onde o La varia de 95 a 113 vezes o valor do condrito.

O padrão de distribuição dos ETRs para os pegmatitos indica suave anomalia negativa de Európio, principalmente para as rochas mais enriquecidas. Esta anomalia sugere fracionamento de plagioclásio durante processo de cristalização fracionada, uma vez que o Eu, quando bivalente, pode substituir o Ca na estrutura do plagioclásio.

A maior homogeneidade no padrão de distribuição dos ETRs nas rochas do grupo dos basaltos indica pouca diferenciação durante a cristalização. De outra forma, as rochas do grupo dos pegmatitos mostram um enriquecimento mais irregular, indicando que estas rochas possam ter sido formadas em diferentes estágios de cristalização.

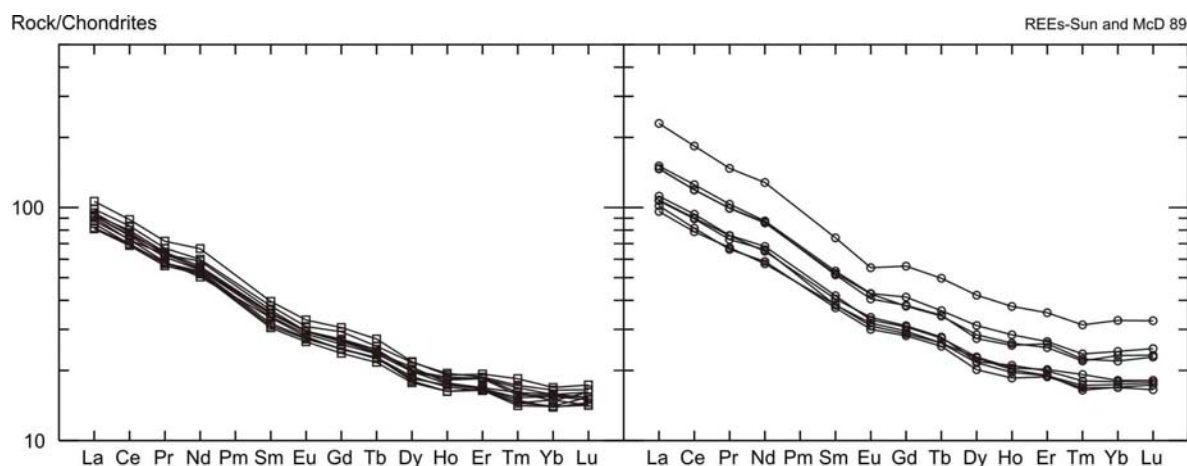


Figura 7.11: Diagramas de distribuição de ETR para os basaltos (à esquerda) e pegmatitos (à direita).

A distribuição dos padrões dos elementos traço e terras raras, normalizados para o manto primordial de Wood *et al.* (1979), também é muito semelhante para todas as 20 amostras analisadas (Figura 7.12). A exemplo dos diagramas de distribuição dos ETR, também foram construídos diagramas multielementares para os dois grupos de rocha em estudo separadamente.

Os padrões das assinaturas são semelhantes, porém ocorre um fracionamento significativo entre as rochas dos dois grupos de rochas, sendo que o teor de La varia de 18 vezes o valor do manto primordial de Wood *et al.* (1979) no grupo dos basaltos, até 70 vezes no grupo dos pegmatitos.

O padrão geral da assinatura geoquímica é retilíneo. É possível observar suaves anomalias positivas para Ba e K para as rochas do grupo dos basaltos. Nas rochas do grupo dos pegmatitos observa-se anomalia positiva para K, negativa para Ti e negativa com maior intensidade para Sr (Figura 7.13).

A forte anomalia negativa de Sr deve estar relacionada com fracionamento de plagioclásio durante os processos de cristalização, que também é sugerido pela anomalia negativa de Eu (diagramas de distribuição de ETR).

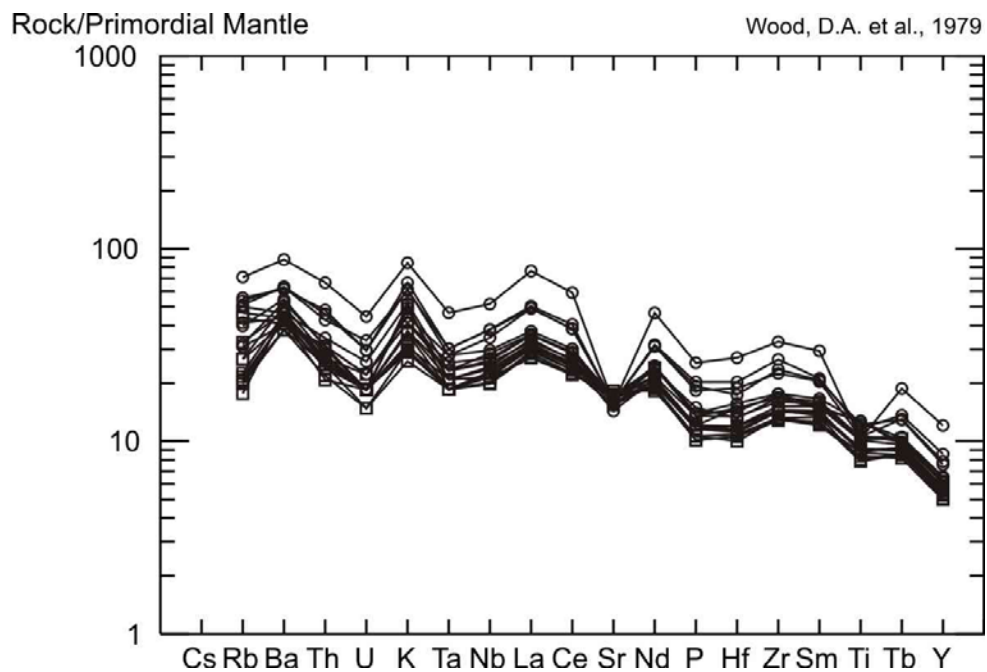


Figura 7.12: Diagrama multielementar dos elementos traço e terras raras para as rochas do derrame Salto do Lontra. Símbolos como na Figura 7.1.

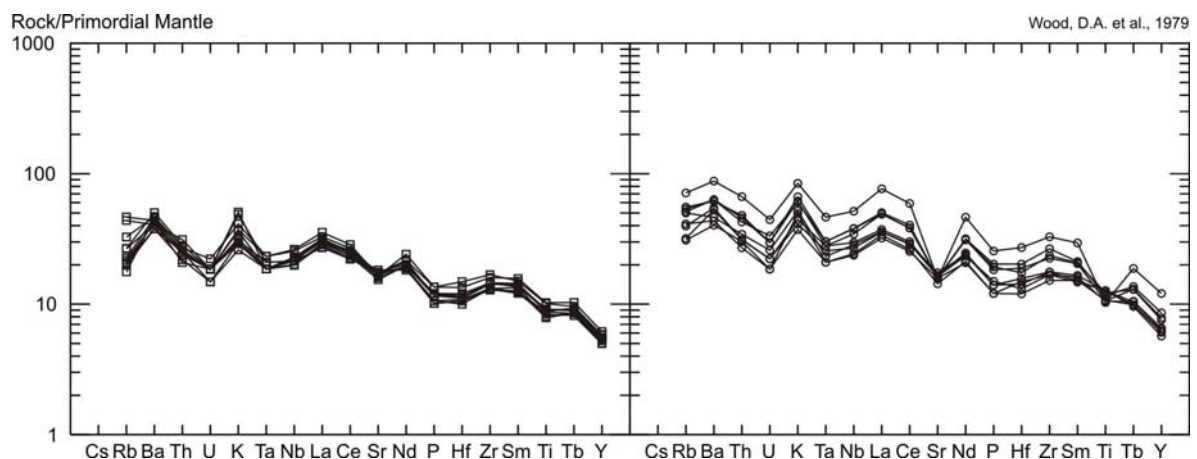


Figura 7.13: Diagramas multielementares dos elementos traço e terras raras para basaltos (à esquerda) e pegmatitos (à direita) do derrame Salto do Lontra.

8 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

8.1 ARQUITETURA E MECANISMOS DE ALOJAMENTO DO DERRAME SALTO DO LONTRA E DOS PEGMATITOS BÁSICOS

A arquitetura do derrame Salto do Lontra com distribuição e arranjo das estruturas internas, como amígdalas e vesículas e padrão de fraturas bem definidos, pode defini-lo como associado aos derrames tipo II descritos por Gomes (1996) e do tipo *pahoehoe*, conforme Macdonald (1953), com estruturação interna dividida em crosta superior, núcleo e crosta inferior.

A variação destas estruturas possibilita a divisão do derrame em: nível vesicular de topo, nível maciço central e nível vesicular de base. O nível maciço central é dividido em três horizontes: 3a, 3b e 3c, diferenciando-se principalmente devido ao distinto padrão de fraturas predominante em cada nível e a presença de corpos pegmatíticos básicos no horizonte superior, abaixo do nível vesicular de topo. Os corpos de pegmatito básico são divididos em dois tipos: A e B, conforme a quantidade de amígdalas.

De acordo com Self *et al.* (1996, 1998), a espessura total do derrame Salto do Lontra só poderia ter sido atingida por meio de processos de inflamento. Segundo os autores, o inflamento consiste na injeção de novos pulsos de lava no núcleo do material já extravasado. Este processo se desenvolve de forma lenta e gradual, durante uma ou mais décadas.

Seguindo o modelo evolutivo de Self *et al.* (1998) para o *emplacement* de derrames espessos, e a teoria de Phillpots *et al.* (1996) e Hartley & Thordarson (2009) para a colocação dos corpos pegmatíticos, entende-se que as rochas do derrame Salto do Lontra teriam sido formadas em quatro importantes estágios evolutivos (Figura 8.1).

O primeiro estágio (Figura 8.1 I) estaria relacionado ao início do processo de inflamento com fluxo de lava restrito e lenta movimentação do derrame. As primeiras vesículas formadas logo após o extravasamento da lava, ou a cada novo pulso, podem acumular-se no topo do nível superior do derrame, dando origem às zonas

vesiculares horizontais. Estas feições são descritas por Self *et al.* (1996), e segundo os autores são características do processo de inflamento.

No derrame salto do Lontra as zonas vesiculares horizontais correspondem ao nível vesicular de topo, sugere-se então que este derrame foi formado por processos ativos de inflamento.

Novos pulsos de lava podem comprimir os voláteis contra a crosta rígida, fazendo com que algumas bolhas mudem seu formato original para achatadas, gerando posteriormente geodos achatados, além de amígdalas e vesículas.

Durante o inflamento, estágio evolutivo representado pela Figura 8.1 II a lava movimenta-se em direção contrária à fenda pela qual extravasou, seguido de espessamento do derrame, com soerguimento da superfície de topo e crosta.

No interior do corpo de lava que se movimenta, as diferenças na distribuição de calor se refletem em comportamentos reológicos diferentes para as bordas e o núcleo. Enquanto o núcleo permanece plástico e se movimenta a taxas mais rápidas, as bordas vão se tornando cada vez mais rígidas, devido ao contato com a superfície e o ar. Ocorrem então, quebras da frente de solidificação possibilitando o crescimento do derrame em extensão lateral.

Uma vez que a movimentação da lava cessa (Figura 8.1 III), uma série de outros processos se desenvolve no interior do derrame em resfriamento. De acordo com Self *et al.* (1996, 1998), os lençóis de vesículas formam-se após a estagnação do derrame, quando o processo de inflamento não é mais atuante. Estas estruturas são formadas pela ascensão de voláteis (Goff, 1996) na forma de diápiros e se acumulam na base da crosta superior. No derrame Salto do Lontra estas estruturas são representadas por vesículas e amígdalas arredondadas e alongadas horizontalmente.

Segundo Philpots *et al.* (1996), quando a lava apresenta-se apenas um terço cristalizada, já é formada uma estrutura rígida, porém elástica, que é capaz de ser fraturada, mas permite que o líquido residual se mova pelos poros. Ainda segundo os autores, a pressão dos poros desenvolvida pelo líquido ascendente, ao encontrar zonas de ruptura na rede cristalina dentro da zona de dilatação, poderia formar lentes de líquido residual.

Wright & Okamura (1977) sugerem que o líquido residual, para o lago de lava Makaopuhi, Hawai, foi injetado em fraturas horizontais que se formaram quando

a crosta superior se tornou suportada pelas paredes do lago de lava e então, a crosta livre de subsidência, manteve fraturas abertas.

Segundo Hartley & Thordarson (2009) pegmatitos básicos, alojados na base da crosta rígida do derrame (horizonte 3a do derrame Salto do Lontra), teriam sido formados pela extração de um material inter-cristal enriquecido de voláteis do núcleo do derrame em estado de *mush*, com fase cristalina de aproximadamente 60% a 70%.

Em um derrame em processo de resfriamento, já em mais baixas temperaturas e maior grau de cristalinidade, a taxa de contração começa a exceder a capacidade de fluxo da lava, gerando um acúmulo de stress térmico que é resolvido pela deformação plástica ou pela ruptura frágil, dependendo do grau de cristalização da rocha (Gomes, 1996).

Entende-se portanto que os pegmatitos básicos teriam se formado a partir da extração de um material inter-cristal enriquecido de voláteis do núcleo do derrame em estado de *mush* (Hartley & Thordarson, 2009) e se acumulado, na zona semi-rígida, em rupturas horizontais da rede cristalina (Philpots *et al*, 1996; Gomes, 1996), onde teriam maior possibilidade de crescimento dos seus cristais.

A história do alojamento do derrame fica preservada na distribuição das vesículas longitudinalmente ao derrame, nos padrões de fraturas da lava resfriada e no posicionamento dos corpos de pegmatito básico (Figura 8.1 IV).

As diferenças texturais e estruturais entre os horizontes de um derrame são reflexos da dinâmica de resfriamento diferenciada para cada um.

As estruturas geradas pelo fraturamento da rocha refletem o comportamento do resfriamento ao longo do derrame (Gomes, 1996).

Os padrões de fraturas registrados em cada nível do derrame Salto do Lontra indicam que o resfriamento se desenvolveu das bordas para o centro do corpo, de forma contínua. Estes padrões também sugerem que o derrame resfriou e solidificou como um único corpo de lava.

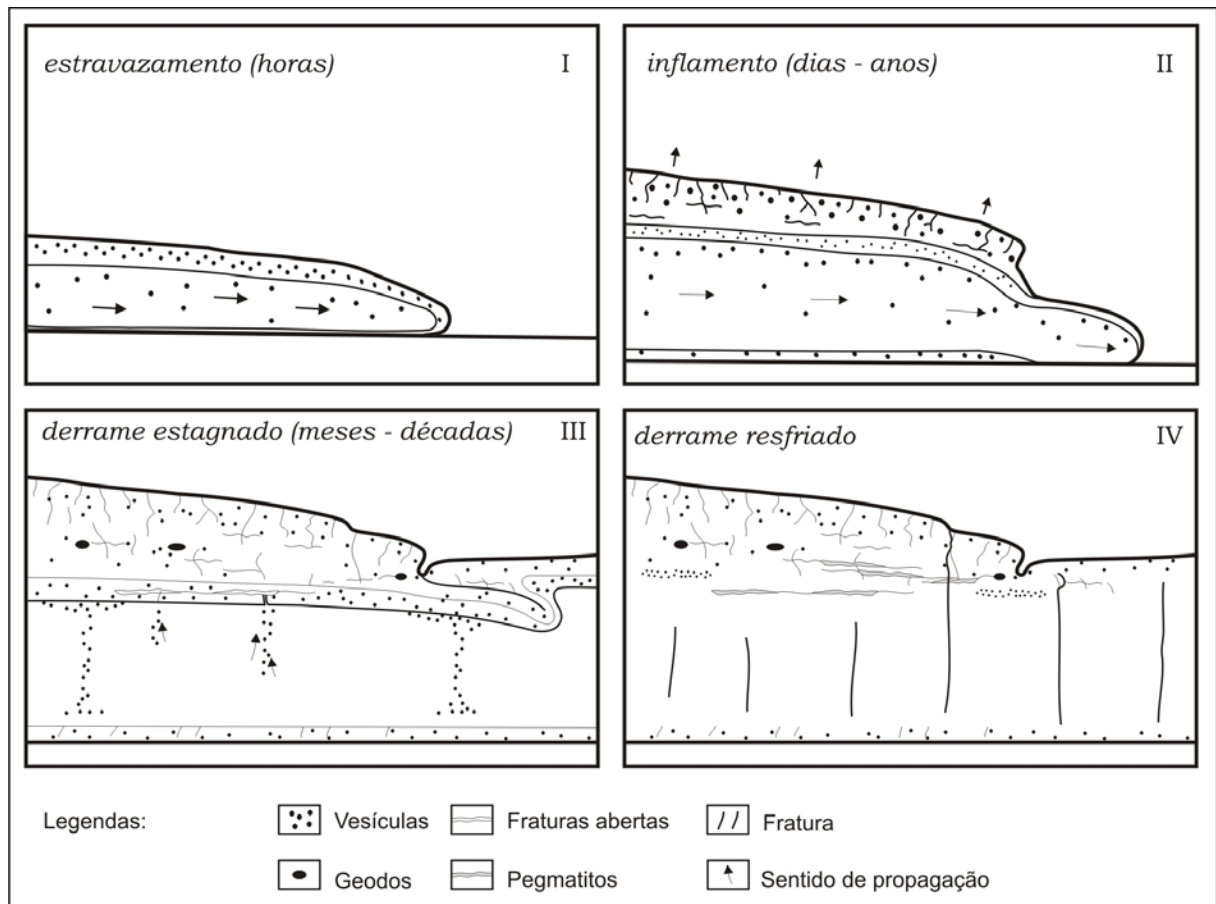


Figura 8.1 – Estágios evolutivos de um derrame desde o início do extravasamento dos primeiros fluxos de lava (I), crescimento endógeno (II), estagnação e processos magmáticos (III) e configuração final do derrame. (Figura modificada de Self *et al.* 1998).

8.2 A SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

O método de susceptibilidade magnética (SM) mostra-se um excelente método prospectivo na individualização de corpos pegmatíticos tipos A e B, nos basaltos encaixante do derrame Salto do Lontra.

Ocorre estreita relação entre a ocorrência dos corpos de pegmatito básico e as anomalias magnéticas. No horizonte onde ocorrem corpos pegmatíticos, há forte variação nos valores de susceptibilidade, entre $5,37 \times 10^{-3}$ e $44,80 \times 10^{-3}$ SI.

No horizonte 3a do derrame Salto do Lontra os valores de SM destoam-se cerca de três desvios-padrão abaixo e quatro acima da média 23×10^{-3} . As anomalias positivas estão principalmente associadas a regiões muito próximas aos pegmatitos,

ou sobre estes corpos. As negativas ocorrem, quase exclusivamente, no basalto encaixante.

Entre todo o conjunto de corpos pegmatíticos, os tipo B são os que apresentam os maiores valores de susceptibilidade magnética. Este fato pode ser explicado devido à pouca quantidade ou ausência de amígdalas, uma vez que a amostragem de SM implica em leitura superficial dos minerais magnéticos.

No horizonte do derrame onde não ocorrem pegmatitos, os valores de SM variam entre $22,2 \times 10^{-3}$ e $28,9 \times 10^{-3}$ SI. Como os valores não ultrapassam um desvio-padrão acima ou abaixo da média, entende-se que não há anomalias positivas ou negativas.

8.3 PETROGRAFIA DAS ROCHAS DO DERRAME SALTO DO LONTRA

As rochas do derrame possuem semelhante assembleia mineral primária constituída principalmente por: andesina, augita, magnetita, ilmenita e apatita, obsidiana; e secundária composta por: clorita e hematita. Possuem estrutura maciça e textura porfírica a subafírica, subofítica e intergranular localizada.

Os dois grupos de rochas, basaltos e pegmatitos, diferenciam-se principalmente pela porcentagem modal dos minerais primários e secundários, pela granulação e pela presença de amígdalas nos pegmatitos tipo A.

A porcentagem modal para os basaltos é de cerca de 50% de andesina (sendo destes até 2% de microfenocristais), 35-40% de augita e 5-10% de minerais opacos. E para os pegmatitos é cerca de 45% de andesina, 35-40% de augita e 10-15% de minerais opacos.

A formação dos microfenocristais normalmente está relacionada à diminuição da pressão durante a ascensão do magma. Com base em estudos da Província de Columbia River Basalts, Hooper *et al.* (2007) afirmam que a presença de fenocristais em grandes províncias basálticas sugere a atuação de processos de fracionamento do magma. Microfenocristais de labradorita indicariam a cristalização em níveis crustais, enquanto a formação dos piroxênios estaria ligada a níveis inferiores da crosta, a partir de um magma desidratado.

O resfriamento não é, portanto, diretamente responsável pela presença ou ausência de fenocristais na rocha (Gomes, 1996). Ele influencia na medida que, conforme o magma ascende à superfície, a velocidade de resfriamento diminui, reservando um tempo menor à cristalização, gerando cristais menores.

A granulação da matriz do basalto é menor no nível vesicular de topo e de base e relativamente maior no nível maciço central, indicando que o derrame sofreu resfriamento das bordas para o centro.

8.4 GEOQUÍMICA DAS ROCHAS DO DERRAME SALTO DO LONTRA

Segundo a classificação de Peate (1989), as rochas do derrame Salto do Lontra são consideradas como de alto titânio com $\text{TiO}_2 > 2\%$, do tipo Pitanga.

Nos diagramas AFM e de Jensen todas as rochas são classificadas como toleíticas. É possível observar, nestes diagramas, que as rochas apresentam tendência ao enriquecimento em FeO, onde as rochas do grupo dos basaltos são mais ricas em MgO e do grupo dos pegmatitos em FeO_t . Este enriquecimento pode estar relacionado com a maior quantidade modal de magnetita e ilmenita nas rochas do grupo dos pegmatitos, cerca de 5 a 10%.

Nos diagramas de variação é possível observar tendências aproximadamente lineares de correlação entre os pontos para CaO, Na_2O , K_2O e P_2O_5 . Para TiO_2 e FeO e o melhor ajuste dos pontos é definido por curvas polinomiais.

Segundo Wilson (1989), tendências nos diagramas de Harker podem significar rochas geradas pelos seguintes processos: fusão parcial, cristalização fracionada, mistura de magma ou contaminação crustal. Esta autora afirma que tendências coerentes, neste tipos de diagrama, podem representar o curso da evolução química dos magmas.

A diminuição dos teores de CaO, Ni e Cr, concomitante à diminuição de MgO, pode ser indicativo de fracionamento de piroxênio durante o processo de cristalização fracionada.

A depleção de Sr e Eu nas rochas do grupo dos pegmatitos sugere fracionamento de plagioclásio durante processo de cristalização fracionada.

A assinatura geoquímica das rochas dos grupos dos basaltos e dos pegmatitos é muito semelhante, uma vez que o padrão na distribuição dos elementos terras raras para os dois grupos segue a mesma tendência. As amostras de pegmatito mostram enriquecimento destes elementos.

Segundo Wilson (1989), variações constantes no conteúdo e nas taxas dos elementos traço para uma série de rochas vulcânicas, indica que estas rochas estão relacionadas a processos de cristalização fracionada.

No sentido de Wilson (1989), entende-se que os pegmatitos básicos possam ter sido gerados por processos de cristalização fracionada a partir das lavas que deram origem ao derrame encaixante destes corpos.

9 CONCLUSÕES

Na região de Salto do Lontra, localizada a oeste do estado do Paraná foi caracterizado um derrame com aproximadamente 50 m de espessura denominado derrame Salto do Lontra.

O derrame Salto do Lontra é produto de sucessivos extravasamentos de lava, formado durante intensa atividade efusiva. Sua espessura total de aproximadamente 50 metros é resultado de processo de inflamento, através de repetidas injeções de pulsos de lava no material já extravasado, de acordo com a hipótese *Swell*, proposta por Self *et al.* (1996).

Os padrões de fraturas e da distribuição de suas estruturas internas indicam que o derrame resfriou como uma unidade única de lava, das bordas para o centro, individualizando três importantes horizontes: nível vesicular de topo, nível maciço central e nível vesicular de base.

A presença das zonas vesiculares horizontais, caracterizadas pela presença de amígdalas, vesículas, geodos achatados e lençóis de vesículas, no nível vesicular de topo, indica processo ativo de inflamento durante a formação do derrame Salto do Lontra.

Corpos de pegmatito básico ocorrem como lentes alongadas no terço superior do derrame, abaixo do nível vesicular de topo. Os pegmatitos são classificados como Tipo A, quando há grande quantidade de amígdalas ou Tipo B quando estas estruturas são raras ou ausentes.

Há estreita relação entre a ocorrência dos corpos de pegmatito básico e anomalias magnéticas. Entre todo o conjunto de corpos pegmatíticos, os tipo B são os que apresentam os maiores valores de susceptibilidade magnética, possivelmente explicados pela maior concentração relativa de magnetita.

Os basaltos e pegmatitos possuem semelhante assembléia mineral primária constituída principalmente por: andesina, augita, magnetita, ilmenita e apatita e a mesóstase; e secundária composta por: clorita e hematita. Possuem estrutura maciça e textura porfirítica a subafírica, subofítica e intergranular localizada.

As principais diferenças petrográficas entre o basalto encaixante e o pegmatito incluem: (a) que os pegmatitos tem de 5 a 10% a mais de minerais opacos que os basaltos encaixantes; (b) a quantidade de microcavidades preenchidas

principalmente por celadonita e esmectita nos pegmatitos, chegando a 30% da rocha, nos pegmatitos tipo A; (c) a granulação destas rochas.

A susceptibilidade magnética e a petrografia indicam maior concentração de magnetita nos corpos de pegmatito básico. Esta característica destes corpos também é refletida no maior enriquecimento em FeO dos pegmatitos.

As rochas do derrame Salto do Lontra pertencem a série magmática toleítica, conforme diagramas AFM e de Jensen e são classificadas como de alto titânio com $\text{TiO}_2 > 2\%$, do tipo Pitanga, segundo a classificação de Peate (1989).

As rochas do grupo dos basaltos são mais ricas em MgO e do grupo dos pegmatitos em FeO, sugerindo uma relação com a maior quantidade modal de magnetita e ilmenita nas rochas do grupo dos pegmatitos. A diminuição dos teores de CaO, Ni e Cr, concomitante à diminuição de MgO, indica o fracionamento de piroxênio durante o processo de cristalização fracionada. A depleção de Sr e Eu nas rochas do grupo dos pegmatitos sugere fracionamento de plagioclásio durante processo de cristalização fracionada.

A assinatura geoquímica das rochas dos grupos dos basaltos e dos pegmatitos é muito semelhante, identificada no padrão de distribuição dos elementos terras raras, para os dois grupos, com as amostras de pegmatito mais enriquecidas nestes elementos.

Sugere-se que o líquido gerador dos pegmatitos básicos é resultado de processos de cristalização fracionada de um horizonte em estado de *mush* dentro da zona de fluxo de lava, e líquidos intercristalinos em ascensão através do fluxo. O líquido residual, enriquecido em elementos incompatíveis, seria o principal responsável pelo enriquecimento e diferenciação dos pegmatitos básicos.

Estes líquidos seriam então conduzidos à fraturas rúpteis frágil geradas pela contração da rede cristalina, e alojados na forma de lentes. A solidificação destes líquidos daria origem aos pegmatitos básicos.

9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARIOLI, E.E.; LICHT, O.A.B. Mapeamento Geológico da Formação Serra Geral: Relatório Final das Folhas Cartográficas de Dionísio Cerqueira e Francisco Beltrão. Curitiba, MINEROPAR, relatório técnico, 2006.

ARIOLI, E. E. Arquitetura faciológica da sequência vulcânica e o significado exploratório das anomalias geoquímicas de Elementos do Grupo da Platina (EGP) e metais associados no Sistema Magmático Serra Geral, Estado do Paraná, Brasil. 2008. Tese de Doutorado: Departamento de Geologia – UFPR.

ARIOLI, E.E.; LICHT, O.A.B. Mapeamento Geológico da Formação Serra Geral: Relatório Final da Folha de Guarapuava. Curitiba, MINEROPAR, relatório técnico, 2008.

ARIOLI, E.E.; LICHT, O.A.; VASCONCELLOS, E.M.G.; SCHRANK, A. 2008. Significado Exploratório de Anomalias Geoquímicas de Ni-Cu-EGP e Metais Associados em Basaltos da Formação Serra Geral, Estado do Paraná. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 44. Anais, p. 563.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; ARDY, A.J.R.; PAPATRECHAS, C.; PICCIRILLO, E.M.; ROISEMBERG, A.; STOLFA, D. 1986. Petrogenetic aspects of acid and basic lavas from the Parana Plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*, 27:915-944.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PICCIRILLO, E.M.; STOLFA, D. 1984. High- and low-TiO₂ flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahrbuch Mineralogie, Abhandlungen*, 150:273-306.

BONDRE, N.R.; DURAISWAMI, R.A.; DOLE, G. 2004. Morphology and emplacement of flows from the Deccan Volcanic province, India. *Bull. Volcanol.*, 66:29-45.

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses--its relationships with current nomenclature: *Chemical Geology*, v. 29, p. 183-210.

ERNESTO, M.; RAPOSO, M.I.B.; MARQUES, L.S.; RENNE, P.R.; DIOGO, L.A.; DE MIN, A. 1999. Paleomagnetism, geochemistry and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province: tectonic implications. *J. Geodyn.*, 28:321-340.

FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M. 1996. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). *Anais... da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 68, n. 2, p. 195-205.

- FERREIRA, C.H.N.; DUTRA, C.H.; GOMES, M.E.B.; MESQUITA, M.J., BONGIOLO, E.M.; ARIOLI, E.E. 2008. Características estruturais de um derrame e estratigrafia da região de Salto Segredo,.In: IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Foz do Iguaçu.
- FERREIRA, C.H.N.; GOMES, M.E.B.; MESQUITA, M.J.; ARIOLI, E.E.; LICHT, O.A.B. 2009. Pegmatitos como guias de exploração de EGP e metais associados em basaltos da Formação Serra Geral, na região de Salto do Lontra, PR.,.In: II Simpósio Brasileiro de Metalogenia , Gramado.
- FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. 1982. Compartimentação e evolução da Bacia do Paraná. Rev. Bras. Geociê., 12:590-611.
- GOFF, F. 1996. Vesicle cylinders in vapor-differentiated basalt flows. Jour. Volcan. Geother. Res. 71:167-185.
- GOMES, M.E.B. 1996. Mecanismos de resfriamento, estruturação e processos pós-magmáticos e basaltos da Bacia do Paraná – região de Frederico Westphalen (RS – Brasil). Tese (doutorado) – CPGeo – UFRGS e Univ. Poitiers (França).
- GOMES, M.E.B.; SCOPEL, R.; MEXIAS, A.S.; FORMOSO, M.L.L.; SCHUTZ, R. 2001. Clay Minerals of Basaltic Rocks - Alto Uruguai Region (RS) of Paraná Basin, Brasil. In: *12th Clay Conference*, 2001, Bahia Blanca.
- GOMES, M.E.B.; MEXIAS, A.S.; SILVA, M.M.S.; FORMOSO, M.L.L. 2002. Transformações Químicas associadas ao hidrotermalismo em Basaltos da Formação Serra Geral, Região do Alto Uruguai (RS). In: XLI Congresso Brasileiro De Geologia., 2002b, João Pessoa. XLI Congresso Brasileiro De Geologia. A Geologia e o Homem, v. 1. p. 597-597.
- GOMES, M.E.B.; MEXIAS, A.S.; FORMOSO, M.L.L.; BONGIOLO, E. 2004. Constraints on amethyst mineralization from Alto Uruguai District, Rio Grande Do Sul, Brazil. In: 32nd International Geological Congress, Florença. 32nd International Geological Congress.
- GOMES, M.E.B.; SCOPEL, R.M.; FORMOSO, M.L.L.; MEXIAS, A.S.; NAUMANN, M.H.; PROUST, D.; MAGRO, H. 2006a . Volcanic sequence of South Parana Basin, Rio Grande do Sul, Brazil:stratigraphy and mineralizations. *Journal Of Volcanology And Geothermal Research*, v. subm.
- GOMES, M.E.B.; PROUST, D.; MEXIAS, A.S.; FORMOSO, M.L.L.; DUDOIGNON, P. 2006b. Hydrothermal alteration of the amethystbearing basaltic flows from the southern Parana Basin, Rio Grande do Sul, Brazil.. *Journal Of Volcanology And Geothermal Research*, v. submet.
- HARTLEY, M.E.; THORDARSON, T. 2009. Melt segregations in a Columbia River Basalt lava flow: A possible mechanism for the formation of highly evolved mafic. *Lithos* 112:434–446.

- HON, K.; KAUAHIKAUA, J.; DENLINGER, R.E.; MACKAY, K. 1994. Emplacement And Inflation Of Pahoehoe Sheet Flows: Observations And Measurements Of Active Lava Flows On Kilauea Volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106: 351-370.
- HOOPER, P.R.; CAMP, V.E.; REIDEL, S.P.; ROSS, M.E. 2007. The origin of the Columbia River Flood Basalt Province: plume *versus* nonplume models. In: FOULGER, G.R. & JURDY, D.M. (editors). *Plates, plumes and planetary process*: Boulder, Colorado. *Geol. Soc. Amer. Special. Paper*: 430.
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- JEFFERSON, C.W.; HULBERT, L.J.; RAINBIRD, R.H.; HALL, G.E.M.; GRÉGOIRE, D.C.; GRINENKO, L.I. 1994. Mineral Resource Assessment of the Neoproterozoic Franklin Igneous Events of Arctic Canada: Comparison with the Permo-Triassic Noril'sk-Talnakh Ni-Cu-Pge Deposits of Russia. *Geological Survey Of Canada*, Open File 2789, 48 p.
- JENSEN, L.S. 1976. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks: Ontario Geological survey, Miscellaneous Paper 66, 22 p.
- KONTAK, D.J.; DE WOLFE, M.Y.; YOUNG, D.E.; DOSTAL, J. 2004. Late-Stage Crystallization History of the Jurassic North Mountain Basalt, Nova Scotia, Canadá. I. Textural and Chemical Evidence for Pervasive Development of Silicate-Liquid Immiscibility. *The Canadian Mineralogist*, V. 40, N. 5, P. 1287-1311.
- LACROIX, A. 1928. Les pegmatitoides des roches volcaniques facies basaltique, C. R. Acad. Sci. Paris, 187, 321-326.
- LE MAITRE, R.W. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of terms. Great Britain, Blackwell Sci. Pub., 193 p.
- LICHT, O.A.B.; ARIOLI, E.E. 2000. Projeto de Prospecção Mineral no Terceiro Planalto. Curitiba: Mineropar, Relatório Técnico.
- MACDONALD, G.A. 1953. Pahoehoe, a`a` and block lava. *Amer. Journ. Sci.* 251,169-191.
- MANTOVANI, M.S.; MARQUES, L.S.; SOUZA, M.A.; ATALLA, L.T.; CIVETTA, L.; INOCCENTI, F. 1985. Trace element and strontium isotop constraints on the origin and evolution of the Paraná continental flood basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). *Journal of Petrology*, 26:187-209.
- MANTOVANI, M.S.M., PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J. 1998. Geochemical stratigraphy of Paraná continental flood basalts: a contribution from borehole samples. Organizado por PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin - petrogenetic and geophysical aspects*, São Paulo, 1998, p.15-24.

- MIDDLEMOST, E.A.K. 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks; *Chemical Geology* 77, 19–26.
- MILANI, E.J.; FRANÇA, A.B.; SCHNEIDER, R. 1994. Bacia do Paraná. *B. Geoci. PETROBRAS*, 8(1):69-82.
- MILANI, E.J. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental. 1997. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- MILANI, E.J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V.; Carneiro, C.D.R.; Neves, B.B.B. (org). *Geologia do Continente Sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Beca, São Paulo, p. 265-279.
- MINCATO, R.L.; ENZWEILER, J.; SCHRANK, A. 2003. Novas idades ^{40}Ar - ^{39}Ar e implicações na metalogênese dos depósitos de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-EGP na Província Ígnea Continental do Paraná. In: SBGq, Congr. Bras. Geoq., 9, Belém. *B. Res. Expand...*, p. 425-427.
- NARDY, A.J.R.; BETANCOURT, R.H.; VERDUGO, D.R.H. 2001. *Mapa geológico das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná*. <http://www.rc.unesp.br/igce/petrologia/nardy/pbgm.html> (mapa).
- PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; ERNESTO, M.; PACCA, I.G. 1988. *Continental flood volcanism from the Parana Basin (Brazil)*. In: MCDUGALL, J.D. ed. *Continental Flood Basalts*. Kluwer Academic Publishers. p. 195-238.
- PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J. 1988. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin (Brazil): petrogenetic and geophysical aspects*. IAG-USP, São Paulo, 600 p.
- PEATE, D.W. 1989. Stratigraphy and petrogenesis of the Paraná Continental Flood basalts, southern Brazil. Phd Thesis. The Open University.
- PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of volcanology*, Berlin, v. 55, p. 119-139.
- PEATE D. W. 1997. The Paraná–Etendeka Province. In: MAHONEY J. J. & COFFIN M. F. *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism*. American Geophysical Union, Washington, pp.: 217–245.
- PHILPOTTS, A.R.; CARROLL, M.; HILL, J.M. 1996. Crystal-Mush Compaction And The Origin Of Pegmatitic Segregation Sheets in a Thick Flood-Basalt Flow in the Mesozoic Hartford Basin, Connecticut. *Journal Of Petrology*, V. 37, P.811-836, 1996.

- RENNE, P.R.; DECKART, K.; ERNESTO, M.; FÉRAUD, G.; PICCIRILLO, E.M. 1996. Age of the Ponta Grossa Dike Swarm (Brazil), and implications to Paraná Flood Volcanism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 144:199-211.
- RENNE, P.R.; ERNESTO, M.; MILNER, S. 1997. Geochronology of the Paraná-Etendeka Magmatic Province. *Eos*, F742.
- SELF, S.; THORDARSON, T.; KESZTHELYI, L.; WALKER, G.P.L.; HON, K.; MURPHY, M.T. 1996. A New Model For The Emplacement Of Columbia River Basalts As Large, Inflated Pahoehoe Lava Flow Fields. *Geophysical Research Letters*, Vol. 23. No. 19. 2689-2692.
- SELF, S.; KESZTHELYI, L.; THORDARSON, T. 1998. The Importance Of Pahoehoe. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 26:81-110.
- SHERIFF, R. 1999. *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, Third Edition, 384 p.
- STEWART, K.; TURNER, S.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.J.; KIRSTEIN, L.; MANTOVANI, M.S.M. 1996. 3-D ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology in the Paraná flood basalt province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 143:95-110.
- SUN, S.; MCDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D.N. Saunders, M.J. (Editor), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication. Geological Society of London, pp. 313-345.
- THIEDE, D.S.; VASCONCELOS, P.M. 2008. Paraná Flood Basalts: Rapid Extrusion Hypothesis Supported by New ⁴⁰Ar/³⁹Ar Results. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 44. Anais, p. 563.
- THORDARSON, T. 1995. Volatile Release and Atmospheric Effects of Basaltic Fissure Eruptions. Ph.D. Thesis, University of Hawaii, Honolulu, 570 pp.
- TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision geochronology. *Earth Planet. Sci. Letters*, 121:333-348.
- VASCONCELLOS, E.M.G.; LICHT, O.A.B.; BRAGA, L.S.; BITTENCOURT, A.V.L. 2001. Gabros da Bacia do Paraná: aspectos petrográficos e geoquímicos. In: VIII Congresso Brasileiro de Geoquímica; I Simpósio De Geoquímica dos Países Do Mercosul, Curitiba. Anais... Curitiba: Sociedade Brasileira de Geoquímica.
- WALKER, G.P.L. 1969. Some observations and interpretations on the Deccan traps *In: Subbarao, K.V. (ed). Deccan Volcanic Province: Mem. Geol. India.* 43 1:367-395.
- WHITE, I.C. 1908. Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. Rio de Janeiro : DNPM , 1988. Parte I, p.1-300 ; Parte II, p. 301-617. (ed. Fac-similar).

WILSON, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*, Unwin Hyman, Boston, Mass., 466 p.

WOOD, D.A.; TARNEY, J.; VARET, J.; SAUNDERS, A.D.; BOUGAULT, H.; JORON, J.L.; TREUIL, M.; CANN, J.R. 1979. Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD Leg. 49: implications for mantle heterogeneity. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 42:77-97.

WRIGHT, T.L.; OKAMURA, R.T. 1977. Cooling and crystallization of tholeiitic basalt, 1965 Makaopuhi lava lake, Hawaii. *US Geological Survey Professional Paper* 1004, 78 pp.

ZALÁN, P.V.; WOLF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A.; MARQUES, A. 1988. Tectonics and sedimentation of the Paraná basin. In: *Simpósio do Gondwana*. São Paulo. Anais...São Paulo.

ZALÁN, P.V.; WOLF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; CONCEIÇÃO, J.C.; APPI, V.T.; NETO, E.V.S.; CERQUEIRA, J.R.; MARQUES, A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. In: *Interior cratonic basins*. P. 881 – 707. *Bull. Of the Americ. Assoc. of Petrol. Geol.*, memoir 51.

TABELA 1 - RESULTADOS DAS ANÁLISES QUÍMICAS PARA ÓXIDOS, TRAÇOS, TERRAS RARAS E EGP DAS ROCHAS DO DERRAME SALTO DO LONTRA. Continua.

AMOSTRA	GRUPO	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3t	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Y	Yb	Zr	Sr	Ta	Tb	Th
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
SL-1	Basalto	49,77	2,33	13,6	14,49	0,21	6,22	10,58	2,37	0,79	0,25	28,2	2,68	157,7	404,5	0,8	0,89	2,4
SL-3A/1	Basalto	50,71	2,3	13,27	14,38	0,19	5,95	10,24	2,46	1,1	0,25	28,5	2,64	157,5	384,9	0,8	0,90	3,0
SL-3A/10	Pegmatito	51,17	2,68	12,62	15,78	0,17	4,87	9,22	2,47	1,58	0,31	31,9	3,04	184,9	375,9	1,0	1,04	3,3
SL-3A/11	Pegmatito	53,13	2,69	12,36	15,37	0,17	4,32	8,07	2,51	1,87	0,38	38,2	3,73	247,4	368,5	1,2	1,29	4,6
SL-3A/2	Basalto	51,29	2,61	12,98	14,75	0,17	5,31	9,63	2,41	1,25	0,28	30,0	2,87	176,2	376,6	1,0	1,02	2,6
SL-3A/3	Pegmatito	50,85	3,24	11,68	16,77	0,17	5,29	8,63	2,38	1,5	0,25	27,7	2,87	184,6	329,8	0,9	0,95	2,6
SL-3A/6	Pegmatito	53,23	2,96	12,22	16,10	0,19	3,91	6,92	2,85	2,02	0,42	41,8	4,10	292,4	362,1	1,3	1,35	4,4
SL-3A/7	Basalto	50,64	2,25	13,17	14,67	0,15	5,76	9,67	2,72	1,54	0,24	28,3	2,52	156,8	354,2	0,8	0,92	2,5
SL-3A/8	Basalto	50,39	2,32	13,46	14,37	0,18	5,87	9,8	2,64	1,48	0,25	26,7	2,63	159,7	367,2	0,9	0,88	2,4
SL-3A/9	Pegmatito	57,26	2,62	11,65	15,53	0,16	2,41	5,26	2,73	2,56	0,53	58,8	5,57	360,8	360,4	2,0	1,86	6,4
SL-3B/1	Pegmatito	50,27	2,73	12,07	16,17	0,19	5,68	10,01	2,44	1,13	0,25	30,4	2,88	167,3	363,4	0,9	0,98	2,9
SL-3B/2	Basalto	50,46	2,24	13,21	14,72	0,21	6,02	10,36	2,43	0,97	0,24	27,1	2,68	160,2	392,2	0,8	0,92	2,4
SL-3C/1A	Basalto	50,44	2,05	13,78	13,63	0,21	6,29	10,8	2,46	0,88	0,22	26,0	2,54	144,8	419,9	0,8	0,85	2,4
SL-3C/1B	Pegmatito	52,56	3,11	12,15	16,14	0,24	4,15	7,58	2,66	1,84	0,4	36,8	3,94	259,2	366,0	1,3	1,28	4,1
SL-3C/2	Basalto	50,45	2	13,75	13,66	0,21	6,39	10,79	2,46	0,9	0,21	24,4	2,39	140,9	391,6	0,8	0,85	2,1
SL-3C/3	Basalto	50,41	2,13	13,64	14,02	0,21	6,35	10,59	2,41	0,91	0,21	24,2	2,38	142,8	400,7	0,8	0,81	2,3
SL-4A/1	Pegmatito	50,36	3,21	13,11	16,23	0,24	4,58	8,87	2,62	1,25	0,29	29,5	2,96	193,4	401,0	1,1	0,98	3,0
SL-4A/2	Pegmatito	50,47	3,22	12,49	16,66	0,22	4,65	8,83	2,57	1,35	0,29	31,5	3,08	194,5	382,4	1,2	1,03	3,0
SL-4A/3	Basalto	50,53	2,57	13,24	15,21	0,23	5,23	9,98	2,53	1,13	0,28	28,2	2,80	184,9	397,7	1,0	0,95	2,7
SL-4B/1	Basalto	50,39	2,22	13,55	14,11	0,21	6,19	10,56	2,48	0,94	0,22	25,5	2,36	145,8	401,3	0,9	0,84	2,0

FONTE: MINEROPAR: **Projeto Grupo Serra Geral**. Dados emitidos por ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD, 2011.

TABELA 1 - RESULTADOS DAS ANÁLISES QUÍMICAS PARA ÓXIDOS, TRAÇOS, TERRAS RARAS E EGP DAS ROCHAS DO DERRAME SALTO DO LONTRA. Continuação.

Tm	U	V	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Nb	Nd	Pr	Rb	Sm	Ce	Au
PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPB
0,41	0,4	499	5,26	2,79	1,70	19,3	5,46	4,2	1,00	22,0	0,39	14,0	26,1	6,11	15,2	5,41	48,9	4
0,40	0,5	511	5,11	3,05	1,70	19,6	5,47	3,9	1,03	21,8	0,39	14,0	25,3	6,07	22,9	5,35	46,8	3
0,46	0,7	566	5,54	3,29	1,96	20,4	6,39	4,6	1,19	25,5	0,46	17,7	30,3	7,18	43,0	6,20	55,2	1
0,57	0,8	474	6,96	4,31	2,35	21,4	7,81	6,6	1,45	34,9	0,58	21,4	40,4	9,45	47,7	7,87	72,8	4
0,47	0,6	552	5,54	3,19	1,91	20,4	6,28	4,7	1,08	25,2	0,44	16,3	31,1	6,81	28,1	6,05	54,3	1
0,43	0,5	677	5,12	3,11	1,74	19,9	5,79	5,2	1,05	24,1	0,42	15,1	27,4	6,28	35,4	5,68	49,9	1
0,60	0,8	464	7,92	4,40	2,48	20,5	8,48	7,1	1,61	35,7	0,63	23,6	40,9	9,81	43,9	8,16	76,7	12
0,41	0,5	476	5,01	3,09	1,71	19,0	5,50	3,9	1,04	21,4	0,41	13,5	25,6	5,98	40,0	5,38	44,4	1
0,39	0,5	488	5,03	2,76	1,66	18,5	5,32	4,0	0,99	21,8	0,38	13,3	25,2	5,82	37,6	5,21	46,2	6
0,80	1,2	134	10,68	5,85	3,20	21,4	11,52	9,5	2,13	54,4	0,83	32,0	59,8	13,98	61,2	11,34	112,4	9
0,42	0,5	760	5,75	3,15	1,80	19,2	5,91	4,2	1,14	22,8	0,44	14,7	26,8	6,39	26,6	5,85	48,2	2
0,43	0,5	496	5,06	3,06	1,71	19,7	5,60	4,2	1,06	22,5	0,41	14,2	27,5	5,97	19,4	5,55	47,8	3
0,37	0,5	489	4,78	2,71	1,62	19,3	5,05	3,5	0,96	20,8	0,36	12,5	23,5	5,54	17,9	5,15	44,6	3
0,56	0,9	450	7,23	4,15	2,47	20,4	7,75	6,1	1,48	34,7	0,59	23,5	40,1	9,41	46,0	7,98	73,0	7
0,37	0,4	461	4,58	2,75	1,60	20,0	5,09	3,7	0,92	20,2	0,39	12,3	24,9	5,49	17,1	4,87	42,7	5
0,36	0,5	469	4,50	2,72	1,54	19,0	4,87	3,7	0,92	19,2	0,36	13,3	24,2	5,34	17,6	4,66	42,0	4
0,44	0,6	725	5,48	3,14	1,85	22,1	6,06	5,0	1,11	25,3	0,45	16,7	30,8	6,92	27,4	5,83	54,7	4
0,49	0,6	708	5,80	3,34	1,91	20,6	6,31	5,5	1,16	26,5	0,46	18,4	31,8	7,21	34,1	6,40	57,3	6
0,44	0,5	538	5,50	3,10	1,79	20,5	6,02	5,2	1,10	23,3	0,42	15,8	28,0	6,35	23,0	5,78	51,0	6
0,38	0,5	474	4,68	2,76	1,58	19,1	5,10	3,8	0,98	19,4	0,37	13,2	24,5	5,45	18,6	4,76	42,7	4

TABELA 1 - RESULTADOS DAS ANÁLISES QUÍMICAS PARA ÓXIDOS, TRAÇOS, TERRAS RARAS E EGP DAS ROCHAS DO DERRAME SALTO DO LONTRA. Conclusão.

Pd	Pt	Cr	Cu	Mo	Ni	Pb	Zn	Co	Ba	F	Ti	Ag	As	Sb	LOI	Mg*
PPB	PPB	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	%	ad.
12	10	64	224,0	0,3	59,9	3,06	34	46,8	347	250	1,279	169	2,2	0,03	2,21	0,36
10	10	68	214,1	0,4	60,7	3,18	51	46,7	309	370	1,286	107	1,6	0,04	1,12	0,36
11	5	38	240,5	0,3	42,0	3,65	52	45,4	350	437	1,481	109	1,6	0,05	1,22	0,29
12	4	24	263,0	0,6	30,5	5,23	61	43,4	465	616	1,420	115	1,7	0,04	1,37	0,28
10	6	52	191,7	0,2	48,3	3,55	41	47,0	354	562	1,480	100	2,2	0,05	1,47	0,33
12	1	30	208,4	0,1	39,1	3,12	68	48,3	330	256	1,241	85	1,4	0,07	1,84	0,30
18	1	5	172,2	0,5	19,4	4,88	81	37,4	479	347	1,281	147	2,1	0,09	1,82	0,25
13	11	66	66,3	0,2	58,3	2,96	61	44,2	331	210	1,064	88	1,5	0,02	1,97	0,35
13	11	66	958,9	0,3	59,9	3,34	64	43,3	307	294	1,087	236	1,1	0,02	1,95	0,36
42	1	1	424,9	0,4	4,7	7,68	102	23,4	663	568	1,318	163	1,2	0,02	1,61	0,17
12	1	40	195,9	0,5	49,9	3,37	86	45,5	305	332	1,456	114	2,0	0,06	0,90	0,32
15	10	72	246,1	0,4	60,3	3,48	53	49,5	348	128	1,324	88	1,6	0,01	1,25	0,36
14	13	79	222,8	0,6	71,0	3,14	46	46,3	286	327	1,198	100	1,0	0,03	0,97	0,38
18	1	6	371,9	0,8	27,6	5,48	92	41,1	477	546	1,811	136	1,3	0,02	1,17	0,26
14	14	86	210,9	0,3	76,0	3,07	49	46,5	285	269	1,243	122	1,6	0,01	0,94	0,39
14	15	81	199,3	0,4	69,4	3,25	51	49,6	325	292	1,187	323	2,4	0,07	1,01	0,38
16	1	10	232,1	0,6	31,1	3,99	91	48,4	399	347	1,746	252	2,3	0,08	1,38	0,27
17	1	17	242,4	0,5	34,0	4,28	91	45,3	412	331	1,726	446	1,9	0,09	1,24	0,27
13	9	53	216,0	0,6	39,9	3,70	74	48,3	380	319	1,380	144	1,2	0,04	1,17	0,32
16	12	76	222,2	0,4	62,0	3,63	54	47,9	319	320	1,203	121	1,6	0,03	0,78	0,37

APÊNDICE I

MEDIDAS DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA DO PAINEL 3a

Perfil 1	Perfil 2	Perfil 3
5,37	8,56	19,93
5,96	7,01	21,57
11,57	8,96	22,97
14,97	10,87	20,13
5,47	11,77	24,70
5,43	12,00	18,57
10,83	7,29	32,10
13,17	22,97	25,00
32,03	18,33	32,60
38,63	16,50	28,47
29,80	16,77	31,03
27,30	23,40	27,23
34,30	17,27	27,53
37,50	28,57	31,13
31,90	18,50	26,87
32,57	26,07	23,27
26,20	22,47	
29,23	30,90	
26,60	32,97	
24,13	27,20	
	27,63	
	29,90	
	23,73	
	23,03	
	25,23	
	23,20	

MEDIDAS DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA DO PAINEL 3a_2

	Coluna 1	Coluna 2	Coluna 3	Coluna 4	Coluna 5	Coluna 6	Coluna 7	Coluna 8
Linha 1	24,83	23,43	22,47	25,43	23,00	27,10	24,23	25,07
Linha 2	28,70	25,17	21,07	22,90	23,00	25,13	28,80	22,80
Linha 3	20,63	25,60	25,40	23,33	22,70	25,37	23,20	31,53
Linha 4	18,87	23,50	29,83	22,63	22,20	23,57	27,03	25,00
Linha 5	23,60	22,07	22,23	23,13	24,67	22,63	24,80	26,13

	Coluna 9	Colun 10	Colun 11	Colun 12	Colun 13	Colun 14	Colun 15	Colun 16	Colun 17
Linha 1	24,60	29,10	24,10	32,23	21,77	26,43	24,37	24,97	25,63
Linha 2	26,73	20,37	23,83	25,23	20,53	26,93	22,73	25,53	23,93
Linha 3	21,90	21,33	31,60	31,67	32,27	26,97	31,50	35,83	30,50
Linha 4	26,30	25,70	24,03	17,57	23,50	26,37	25,50	22,40	21,00
Linha 5	23,90	21,93	22,17	24,87	25,17	23,17	19,67	18,23	16,70

MEDIDAS DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA DO PAINEL 3c

	Coluna 1	Coluna 2	Coluna 3	Coluna 4	Coluna 5	Coluna 6	Coluna 7	Coluna 8	Coluna 9
Linha 1	26,13	18,53	20,13	24,00	21,80	24,07	23,77	26,00	24,03
Linha 2	25,60	20,10	23,07	25,93	27,00	20,80	21,60	27,90	26,33
Linha 3	24,90	26,90	18,37	21,17	19,47	21,67	21,03	24,20	42,97
Linha 4	24,20	24,40	19,03	21,73	17,97	21,40	21,43	37,73	32,80
Linha 5	27,70	29,33	21,57	20,70	20,10	18,43	22,33	44,80	42,33

MEDIDAS DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA DO PAINEL 4a

	Coluna 1	Coluna 2	Coluna 3	Coluna 4	Coluna 5	Coluna 6
Linha 1	23,90	27,70	23,83	25,03	24,67	25,47
Linha 2	24,73	24,33	28,90	26,47	22,20	23,00
Linha 3	23,63	24,37	24,57	25,10	24,30	23,73